

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinamica externa



TESIS DOCTORAL

**Evolución cuaternaria del Valle de El Páular : aportaciones
edafológicas y geomorfológicas**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

J.M. Ontañón Sánchez

Madrid, 2015

719
715
0.7

José Manuel Ontañón Sánchez



x - 50 - 17-0-1985

EVOLUCION CUATERNARIA DEL VALLE DE EL PAULAR.
APORTACIONES EDAFOLOGICAS Y GEOMORFOLOGICAS

Departamento de Geodinámica Externa
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1985



BIBLIOTECA

EVOLUCION CUATERNARIA DEL VALLE DE EL PAULAR

Aportaciones edafológicas y geomorfológicas

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

por

José Manuel Ontañón Sánchez

Madrid

Mayo, 1983

El Prof. Dr. Antonio Guerra y Delgado, Catedrático de Eda-
fología de la Universidad Autónoma de Madrid, ha dirigido esta
Tesis Doctoral, siendo ponente de la misma el Prof. Dr. Eduardo
Alastrué y Castillo, Catedrático de Geodinámica Externa de la
Universidad Complutense de Madrid.

Ha sido revisada y se presenta
con mi VºBº

Autorizo su presentación

El Director



Antonio Guerra y Delgado

El Ponente



Eduardo Alastrué y Castillo

AGRADECIMIENTOS

La realización de la presente Tesis bajo la ponencia del Prof. Eduardo Alastrué, Catedrático de Geodinámica Externa de la Universidad Complutense, ha contado con el apoyo del Instituto de Edafología del C.S.I.C. a través de su Director Prof. Antonio Guerra Delgado y de la Investigadora Científica Josefina Benayas, la cual ha dirigido e interpretado el trabajo relacionado con la Micromorfología que aparece en el presente estudio.

A lo largo de la ejecución del trabajo, los aspectos relacionados con la Geomorfología han sido contrastados repetidamente con las opiniones del Profesor de la citada Cátedra de Geodinámica Externa, Javier Pedraza.

Los Profesores Angela Alonso y Alfredo Arche, de la Cátedra de Estratigrafía de la Universidad Complutense, han resuelto diversos problemas que el autor tenía planteados sobre características de la transgresión cretácica en el área de estudio.

Diversos problemas de Neotectónica han sido tratados con el Prof. José Luis Hernández Enrile, de la Cátedra de Geodinámica Interna de la citada Universidad.

El autor ha dispuesto de los laboratorios de la Cátedra de Edafología Agrícola y Geología de la E.T. Superior de Ingenieros Agrónomos de la Universidad Politécnica de Madrid, y del apoyo de todo su personal, dirigido por el Catedrático Carlos Roquero de Laburu. Han sido especialmente valiosas las aportaciones de los Profesores María Cruz Díaz Alvarez y Rafael Espejo Serrano, para la realización de análisis de suelos, así como las del Prof. Gregorio Ochoa en materias de Mineralogía y Petrología. También se ha dispuesto para análisis de suelos del laboratorio de Análisis Agrícola y Agrología de la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Agrícola, de la misma Universidad Politécnica.

El estudio de arcillas mediante difracción de rayos X ha sido dirigido e interpretado por el Prof. José Torrent, titular de la Cátedra de Edafología de la E.T. Superior de Ingenieros Agrónomos de la Universidad Politécnica de Córdoba.

El mapa de Clima ha sido realizado teniendo en cuenta las orientaciones del Jefe del Departamento de Ecología del Centro Regional del Tajo del Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias, Francisco Elías del Castillo.

El capítulo sobre vegetación ha sido revisado por el botánico del citado Instituto, Centro Regional de Canarias, Manuel Fernández Galván.

El diseñador Juan José Caurcel ha colaborado en diversas tareas de presentación.

El dibujo cartográfico y la rotulación han sido realizados por el Ayudante diplomado del Instituto de Edafología, Antonio Gil quien asimismo ha realizado la preparación de láminas delgadas en unión de su compañero Emilio Ortega.

La fotografía científica fué realizada por Fernando Pinto, tambien del Instituto de Edafología del C.S.I.C.

La mecanografía y presentación del texto ha sido realizada por Emma Rosa Molowny Tudela.

FE DE ERRATAS

EVOLUCION CUATERNARIA DEL VALLE DE EL PAULAR. TESIS DOCTORAL PRESENTADA EN LA FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS DE LA UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID POR JOSE MANUEL ONTÁÑON SANCHEZ EL 15 DE JUNIO DE 1983.

Pag.	Línea	Dice	Debe decir
IV	5	de su Director	del Jefe de la U.E.I. de Suelos
9	3	los grupos siguientes	se estableció como sigue
13	11	25.5000	25.500
13	16	Noroeste	Noreste
14	14	Pardo	Prado
22	últ.	nos.	nos (1.7.50)
23	14	de un zócalo	del zócalo
31	9	su línea	la línea
41	4	Fränze 2.6.3)	Fränze 2.6.5)
42	17	de NW.	NW.
53	20	alto de Guadarramas	Alto de Guarramas
70	8	restos	cortes
76	10	(v.2.23)	(v.2.2.3)
77	17	La materia orgánica enterrada	El carbono orgánico enterrado
78	2	NW.	NE.
99	3	Sur	SE.
106	15	microscópico	microscopio
107	14	(4.5.5)	(4.5.14)
108	2	frecuentes	recientes
109	4	(4.7.2)	(4.5.12)
109	9	Buntsandstein	Bundsandstein
116	6	Acción fluvial	Encajamiento fluvial
153	20	M.O.	Al ₂ O ₃
155	14	gneis y feldespato frecuentes	fragmentos gruesos subangulares
155	15		de gneis y feldespato;
155	18)	clastos heterométricos de	fragmentos gruesos subangulares
	20)	gneis y feldespato abundantes;	de gneis y feldespato;
155	22	muchos ele-	muchos frag-
155	últ.	herométricos de gneis.	subangulares de gneis.
167	15	anatexitas fre-	anatexitas an-
167	16	cuentes;	gulares;
167	últ.	anatexitas.	anatexitas muy heterométricos.
170	15	heterométricos	sugangulares
170	21	heterométricos	subredondeados
170	26	heterométricos	subredondeados
174	14	heterométricos	angulares
174	18	heterométricos	subangulares
175	10	15	13

I N D I C E

		Pág.
1.	<u>INTRODUCCION</u>	4
1.1	<u>OBJETIVO</u>	5
1.2	<u>METODOLOGIA</u>	6
1.3	<u>DELIMITACION DEL AREA</u>	12
1.4	<u>ANTECEDENTES</u>	14
1.5	<u>MARCO GEOLOGICO</u>	17
1.5.1	<u>Síntesis</u>	17
1.5.2	<u>Materiales metamórficos</u>	22
1.5.3	<u>Rocas plutónicas y filonianas</u>	26
1.5.4	<u>Fracturación básica</u>	29
1.6	<u>MARCO GEOGRAFICO</u>	30
1.6.1	<u>Síntesis</u>	30
1.7	<u>REFERENCIAS DEL CAPITULO 1</u>	33
2.	<u>ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS</u>	40
2.1	<u>CIRCOS GLACIARES</u>	41
2.1.1	<u>Diferenciación</u>	41
2.1.2	<u>Características</u>	43
2.1.3	<u>Datación tentativa</u>	55
2.2	<u>FORMACIONES PERIGLACIARES</u>	57
2.2.1	<u>Circos de nivación</u>	57
2.2.2	<u>Taludes de derrubios</u>	58
2.2.3	<u>Mantos de cantos y canchales</u>	60
2.2.4	<u>Vertientes regladas</u>	63
2.3	<u>INFLUENCIA CLIMATICA ACTUAL</u>	64

	Pág.
2.4 <u>ENCAJAMIENTO DE LA RED FLUVIAL</u>	67
2.4.1 <u>Río Lozoya</u>	67
2.4.2 <u>Afluentes de la margen izquierda</u>	69
2.4.3 <u>Afluentes de la margen derecha</u>	74
2.5 <u>FORMACIONES DE ORIGEN FLUVIAL Y TORRENCIAL..</u>	76
2.5.1 <u>Conos de deyección</u>	76
2.5.2 <u>Terrazas</u>	77
2.5.3 <u>Cauces abandonados</u>	80
2.6 <u>REFERENCIAS DEL CAPITULO 2</u>	81
 3. <u>VEGETACION</u>	 83
3.1 <u>VEGETACION POTENCIAL</u>	84
3.2 <u>RELACIONES CON LA GEOMORFOLOGIA</u>	85
3.3 <u>REFERENCIAS DEL CAPITULO 3</u>	94
 4. <u>SUELOS</u>	 95
4.1 <u>CARACTERIZACION Y CARTOGRAFIA</u>	96
4.2 <u>MICROMORFOLOGIA</u>	100
4.3 <u>DEDUCCIONES GENETICAS</u>	106
4.4 <u>PALEOSUELOS</u>	109
4.5 <u>REFERENCIAS DEL CAPITULO 4</u>	114
 5. <u>RESUMEN Y CONCLUSIONES</u>	 116
5.1 <u>ASPECTOS EDAFOLOGICOS</u>	117
5.2 <u>ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS</u>	119
5.2.1 <u>Glaciarismo</u>	119
5.2.2 <u>Periglaciarismo</u>	121
5.2.3 <u>Encajamiento fluvial</u>	122

	Pág.
5.3 OTROS ASPECTOS	123
5.3.1 Edad de formaciones y procesos	123
5.3.2 Neotectónica	125
5.4 <u>REFERENCIAS DEL CAPITULO 5</u>	128
6. <u>BIBLIOGRAFIA GENERAL</u>	129
7. <u>ANEJOS</u>	
7.1 <u>PERFIL DE LAS CORRIENTES HIDRICAS SUPERFICIALES</u> ..	149
7.2 <u>UNIDADES EDAFICAS DE REFERENCIA</u>	151
7.3 <u>MICROMORFOLOGIA DE CLASTOS</u>	188
7.4 <u>DATAION POR RADIOCARBONO</u>	193
8. <u>MAPAS SUPERPONIBLES</u>	
8.1 <u>CLIMA</u>	
8.2 <u>GEOMORFOLOGIA</u>	
8.3 <u>VEGETACION</u>	
8.4 <u>SUELOS</u>	
9. <u>FOTOGRAFIA AEREA INTERPRETADA</u>	
9.1 <u>AREA DE CERRADILLAS</u>	
9.2 <u>AREA DE LA HIRUELA</u>	
9.3 <u>AREA DE MATA VEDADA</u>	

1. INTRODUCCION
- 1.1 OBJETIVO
- 1.2 METODOLOGIA
- 1.3 DELIMITACION DEL AREA
- 1.4 ANTECEDENTES
- 1.5 MARCO GEOLOGICO
- 1.5.1 Síntesis
- 1.5.2 Materiales metamórficos
- 1.5.3 Rocas plutónicas y filonianas
- 1.5.4 Fracturación básica
- 1.6 MARCO GEOGRAFICO
- 1.6.1 Síntesis
- 1.7 REFERENCIAS DEL CAPITULO 1

1.1 OBJETIVO

Los resultados obtenidos en la tesis de Licenciatura presentada por el autor en 1973 (1.7.29) apuntaban hacia una edad del relieve en la cabecera de la cuenca del Lozoya más joven que la admitida hasta la fecha, y a la posibilidad de una removilización reciente de las abundantes fracturas del área, lo cual sólo había sido tratado por algunos autores de una forma tangencial, como Franzle (1.7.14) y Vaudour (1.7.53).

El escaso desarrollo genético de los suelos, las aparentes anomalías morfológicas observables sobre el terreno, la diversidad y contradicción de las hipótesis emitidas sobre los circos glaciare y la falta de explicaciones realmente convincentes sobre el encajamiento de la red fluvial, han movido al autor a la búsqueda de nuevos puntos de vista para tratar de descubrir una posible concordancia en el conjunto de características edafológicas y geomorfológicas relacionadas con la evolución cuaternaria del Valle de El Paular.

El empleo de nuevas técnicas, aún en vías de desarrollo cuando se efectuaron trabajos considerados fundamentales en la zona, permitía abrigar esperanzas de mejorar las conclusiones en ellos alcanzadas. Tanto la fotointerpretación aérea como la micromorfología de suelos y las dataciones por radiocarbono, ofrecían resultados potenciales inéditos.

Asimismo el autor consideró la ventaja de no hallarse sometido a limitaciones de tiempo para la realización del trabajo, lo que le permitiría prodigar sus reconocimientos de campo en un área de estudio con sectores excepcionalmente intrincados.

1.2 METODOLOGIA

Descripción de suelos

Se efectuó de acuerdo con el USDA Soil Survey Manual 430, revisión mayo de 1.981.

A causa de la publicación reciente de esta nueva edición se indican las variaciones habidas en relación a la anterior.

HORIZONTES

<u>Antes</u>	<u>Ahora</u>
A1	A
A2	E
A3	AB ó EB
AB	-
A y B	E/B
AC	AC
B1	BA ó BE
B y A	B/E
B2	B ó Bw
B3	BC ó CB

Subíndices para distinguir subhorizontes dentro de los horizontes principales.

<u>Antes</u>	<u>Ahora</u>	
-	a	Materia orgánica muy descompuesta
-	e	Materia orgánica medianamente descompuesta
-	h	Materia orgánica ligeramente descompuesta
ca	k	Acumulación de carbonatos
-	o	Acumulación residual de sesquióxidos
ir	s	Acumulación iluvial de sesquióxidos
-	v	Plintita
-	w	B por color o estructural

Caracterización de suelos

Se utiliza la nomenclatura de USDA Soil Taxonomy 1975.

Fotointerpretación

Se ha utilizado un estereoscopio Sokkisha 1709 sobre mesa ortogonal. Se ha interpretado fotografía aérea de la serie B (1956) conocida como "vuelo americano", a escala aproximada de 1:30.000 para la totalidad del área de estudio. Además, para el área Macizo de Peñalara - Reventón hasta el río Lozoya, se ha utilizado fotografía aérea a escala aproximada 1:18.000, y para el extremo S.W., Valle de Las Guarramillas, fotografía a 1:5.000.

Morfometría de clastos

Se ha utilizado el método de Cailleux y Tricart (1.7.9).

Medida del espesor de las capas de alteración por geoelectricidad

Se utilizó un comprobador de tierra Megger de corriente alterna, por medio de cuatro electrodos situados a distancias iguales entre sí (dispositivo Wenner), variando la longitud total del sistema según la profundidad a explorar. Las resistencias obtenidas se llevaron a papel semilogarítmico de base 6,2 cm. y las curvas resultantes se compararon con las curvas patrón de Orellana-Mooney.

Micromorfología de suelos

La preparación de muestras se efectuó en la U.E.I. de Suelos del Instituto de Edafología del C.S.I.C. de Madrid, mediante impregnación con resina Cronolita 1108, disolvente, catalizador y activador en vacío con trompa de agua. Una vez terminada la polimerización, los bloques de las muestras se cortaron y pulieron, pegándose en portas de 6 x 8 cm. con el mismo tipo de mezcla de impregnación, pero sin disolvente, y de nuevo fueron cortados hasta obtener un espesor de 200 μm . Se pulieron las láminas con abrasivos hasta conseguir un espesor de 30 μm ., colocándose luego un cubreobjetos.

Análisis granulométrico de la tierra fina

La distribución por tamaños de las partículas de la tierra fina. Los grupos siguientes (dimensiones en $\mu\text{m.}$) 2000 - 500; 500 - 200; 200 - 50; 50 - 20; 20 - 2; <2.

Las dos primeras fracciones se determinaron por tamizado; las demás por sedimentación, las dos últimas por el método de la pipeta, descrito por Kilmer y Alexander (1.7.23).

Análisis mineralógico de la fracción arcilla

Se utilizó la difracción con rayos X sobre arcilla separada según se ha indicado en el epígrafe anterior. Para la dispersión se utilizó una solución de carbonato sódico a pH 9,5.

El aparato utilizado tenía las siguientes características:

Tipo: PW 1030
Tubo: Cu K
Tensión: 35 KV
Intensidad: 25 miliamperios
Velocidad de barrido: $1^{\circ} 20/\text{min.}$
Velocidad del papel: 10 mm./min.
Constante de T: 4 seg.
Rendija de salida: 1°
Filtro de níquel
Rendija antidispersante: 0,2 mm.
Rendija colimadora: 4°

Materia orgánica

El carbono orgánico se analizó por el procedimiento de oxidación húmeda descrito por Walkley y Black (1.7.54). La M.O. fue calculada a partir de la relación $M.O. = C.O. \times 1,72$.

pH

Se midió electrométicamente en suspensión acuosa y en suspensión con ClK N con una relación 1: 2,5.

Capacidad de intercambio catiónico, saturación por bases y cationes de cambio

Se siguió el procedimiento de Peech et al. (1.7.33).

Acidez extraíble

Se determinó por el método Peech, Cowar, y Baker (1.7.34).

Contenido de óxidos de Fe libres

Los óxidos de Fe libres, se extrajeron por el procedimiento del ditionito-citrato-bicarbonato de Mehra y Jackson (1.7.26).

Análisis químico total

Se tomaron para este análisis muestras trituradas en mortero de ágata que pasaban por el tamiz n°300; dichas muestras fueron sometidas a ataque fluorhídrico (Pratt, 1.7.40).

El contenido en Fe total se determinó colorimétricamente utilizando Tiron al 4% (Yoe y Armstrong, 1.7.55).

Para la determinación del Si y Al totales se procedió a una fusión con carbonato sódico según el método de Kanehiro y Sherman (1.7.21).

El Si total, se determinó colorimétricamente por el método del ácido silícico molíbdico, según el procedimiento de Begheijn y Schuylenborg (1.7.5).

El Al total, se determinó colorimétricamente por medio de Aluminion, según el procedimiento de Smith et al. (1.7.47).

1.3 DELIMITACION DEL AREA

La superficie estudiada abarca la cuenca superior del Río Lozoya, entre las dos alineaciones en que la sierra de Guadarrama (sensu lato) se divide en su tramo oriental a partir del Alto de las Guarramas (2.262 m.) según se describe a continuación.

El límite W.-NW.-N. forma un arco de unos 34 Km. de longitud, siguiendo la divisoria Duero-Tajo (límite de la Provincia de Madrid) hasta el vértice geodésico Reajo Capón (2.080 m.). En el se hallan, además, los siguientes vértices: Peñalara (2.430 m.) punto culminante de la Sierra de Guadarrama, Reventón (2.078 m.), Flecha (2.078 m.) y Nevero (2.209 m.). Forma parte de este límite la Loma del Noruego, desde el alto de Las Guarramas hasta el puerto de los Cotos (1.830 m.), el macizo de Peñalara desde este - puerto hasta el del Reventón (2.045 m.) y parte de los Montes - Carpetanos, desde este puerto hasta el citado vértice Reajo Capón.

El límite Sur sigue la divisoria Lozoya - Manzanares en una longitud de unos 14 Km., desde el citado Alto de las Guarramas hasta el vértice Najarra (2.016 m.). Forman parte de ella el collado y Cerro de Valdemartín, el macizo de Cabezas de Hierro, con el vértice de primer orden de su nombre (2.383 m.) segundo en altitud de la Sierra de Guadarrama, y la totalidad de la Cuerda Larga, incluyendo La Loma de Pandasco, Collado de Las Zorras y Asómate de Hoyos, así como la Loma de los Bailanderos.

Desde el vértice Najarra el límite del estudio continúa con una orientación general NNE., a lo largo del Puerto de la Morcuera (1.792 m.), Sierra de la Morcuera (1.826 m.), Altos de Hontanar (Vértice Espartal 1.733 m.), El Portachuelo (1.548 m.), Mata de Los Ladrones (Vértice Cachiporilla 1.618 m.), Horcajada, en el Río Lozoya (punto de menor altitud del área de estudio, a 1.040 m.), Loma de la Cruz (Vértice La Cruz 1.514 m.), los Espinos y Regajo Hondo, hasta la cota 1.840, 2 Km. al E. de Reajo Capón y a 21 Km. al NNE. del Vértice Najarra, antes mencionados.

Dentro del área se hallan los términos de Rascafría, Oteruelo, Alameda, Pinilla y Lozoya, con una superficie de 25.5000 ha.

Con referencia al Mapa Topográfico Nacional, el presente estudio se halla comprendido en las siguientes hojas:

- 483 (Tercio Este)
- 484 (Mitad Oeste)
- 508 (Cuarto Noroeste)
- 509 (Cuarto Noroeste)

C.f. Mapa base adjunto.

1.4 ANTECEDENTES

Se remontan al siglo XVI, cuando el naturalista Clusio, durante los años 1560-65, visitó el Sistema Central, visita que repitieron Tournefort y Barrèlier hacia fines del siglo siguiente. Cavanilles sube en el siglo XVIII al Pico de Peñalara.

Al principio del siglo XIX, Lagasca visita la Sierra de Guadarrama. En 1850 Graells recogió en la Laguna de los Pájaros su *Narcissus nivalis*. En septiembre del mismo año Willkomm recoge el *Epilobium carpetanum* Wk, en la Morcuera y la *Linaria nivea* Bss. et Reut. en Peñalara.

Como accidente singular en el tramo medio del Sistema Central, el valle de El Paular ha sido objeto de atención en numerosos estudios geológicos a partir de la primera mitad del siglo pasado. Del Pardo, (1.7.39) sintetiza los conocimientos existentes sobre el área y establece hipótesis sobre su formación.

Hasta principios del presente siglo surgen las aportaciones de Calderón (1.7.10); Macpherson (1.7.24), Mallada (1.7.25), Penck (1.7.35) y otros, que son recogidas por Fernández Navarro en un estudio monográfico sobre el tema (1.7.13).

El estudio geomorfológico del área adquiere nuevo impulso con los trabajos de Obermaier y Carandell sobre los circos glaciares en ella descubiertos (1.7.28), y los estudios de Hernández-Pacheco F. (1.7.20), con algunas aportaciones de otros geólogos extranjeros como las de Schroeder (1.7.45) y Schwenzner (1.7.46).

En este mismo sentido se inician las investigaciones de Birot (1.7.6) a quien se une pronto Sole Sabarís (1.7.7).

El levantamiento de las hojas de Mapa Geológico Nacional en el área se efectúa por Febrel, Fúster y De Pedro (1.7.15).

Franzle (1.7.14) amplía los trabajos sobre circos glaciares iniciados por Obermaier y Carandell, llegando a conclusiones diferentes en lo que se refiere a dataciones.

La relación entre geomorfología y vegetación se pone de manifiesto en los trabajos de Rivas-Martínez (1.7.41).

Los estudios van diversificándose, siendo de señalar el trabajo realizado sobre génesis de suelos por Hoyos de Castro y González Parra (1.7.21), cuyos antecedentes se remontan a estudios publicados por Albareda (1.7.1) sobre suelos silíceos.

Alfá (1.7.2) trata de nuevos aspectos de geología estructural y Soers (1.7.48), sobre estratigrafía.

Aparicio, Casquet y otros (1.7.3) contribuyen con nuevos datos al conocimiento de la petrología del área, siguiendo la línea iniciada por Fúster.

Sanchez Egea (1.5.44) efectúa un ensayo fitoclimático a partir de mapas inéditos de vegetación potencial de Rivas-Martínez y de datos climáticos obtenidos en el Servicio Meteorológico Nacional.

Gandullo y Sanchez Palomares (1.7.17) así como Ruiz del Castillo (1.7.42) estudian aspectos ecológicos de la Sierra de Guadarrama en general y de algunos puntos del área de estudio en particular.

Tornos (1.7.50) estudia la petrología del área recientemente y en unión de Casquet (1.7.51), el metamorfismo regional.

Con motivo de la VI Reunión sobre Geología del Oeste peninsular organizada en 1981 por el Departamento de Petrología de la Universidad Complutense, se estudian sobre el terreno diversos aspectos litoestratigráficos, metamórficos, plutónicos y tectónicos del valle superior del Lozoya.

El autor del presente estudio viene realizando, a partir de 1970, trabajos en el área relacionados con aspectos morfológicos, orientados inicialmente por el Prof. Hernández-Pacheco, F., que dieron lugar en 1973 a una tesis de Licenciatura sobre las formaciones superficiales de la Cuenca Guarramillas - Cerradillas, área comprendida en la actual tesis de Doctorado.

1.5 MARCO GEOLOGICO

1.5.1 Síntesis

La evolución del relieve del Sistema Central se ha interpretado siguiendo diferentes modelos, que sintetizan y completan Garzón, Pedraza y Ubanell (1.7.18), en quienes se apoya la exposición - que sigue.

Es Macpherson (1.7.24), quien sugiere la idea de un estrato cristalino plegado en una orogenia precámbrica a la que se superpone otra hercínica con pliegues adaptados a la anterior, y quien estudia en primer lugar la fracturación, origen de las fallas actuales. Hernández-Pacheco, E. (1.7.19) establece la existencia de una fase hercínica póstuma con fenómenos tectónicos verticales que producen la segmentación transversal del conjunto de la cordillera hercínica dando lugar a las directrices que seguirán los movimientos tectónicos posteriores.

La mayoría de los materiales son rocas paleozoicas cratonizadas al terminar la orogenia hercínica, con intenso metamorfismo y granitización. Por otra parte, la erosión intensa después del plegamiento, durante el Pérmico, pone al descubierto rocas de tipo granítico.

El aplanamiento sobre el que se depositan los sedimentos mesozoicos es considerado por algunos autores como una llanura pretriásica suavemente inclinada hacia el E. (Corchon 1.7.11). Garzón, Pedraza y Ubanell consideran dicha superficie de

erosión una penillanura "heterócrona" pues abarcaría en el tiempo desde el Pretriásico en las áreas más orientales al Eoceno en las más occidentales, y "poligénica", por haber intervenido en su génesis procesos muy diversos y conjugados, además de los erosivos.

El avance en dirección Este-Oeste del mar de Tetys alcanza su punto máximo en el Cretácico Superior, con la sedimentación de calizas cenomanienses en el área de estudio.

El recubrimiento por la transgresión cretácica sería total según el esquema de Solé Sabarís (1.7.49), aunque Saeftel (1.7.43) considera un "umbral Guadarrama".

La fase sálica, anterior al Mioceno, plegaría los sedimentos cretácicos y paleógenos, iniciándose el abombamiento del núcleo paleozoico de Guadarrama, según Solé Sabarís, aunque Corchon (1.7.11) estima que este abombamiento fué progresivo y se inició a fines del Cretácico, ante la presencia de brechas intraformacionales causadas por reajustes del fondo de la cuenca marina. Pérez González y otros (1.7.38) señalan como intraoligocena la fase principal del plegamiento. Para Corchon la presencia de cantos procedentes del borde oriental del Sistema Central en algunas series oligocenas es indicio de que en el Oligoceno existía en el área de Guadarrama-Somosierra cierto relieve.

Se llegaría después al abombamiento intenso del zócalo, fracturado desde el plegamiento hercínico, que en la fase Estafriaca habría dado lugar a los bloques desnivelados característicos del Sistema Central. Con ello se formaría la cuenca que

constituye el área de estudio. Los afloramientos cretácicos, en dirección 45°E. con buzamiento NW., paralelamente a los que discutren el Lozoya y el Arroyo del Villar en sentido opuesto hasta su confluencia, serían los restos de la cobertera cretácica de bloques hundidos y basculados.

La sedimentación en esta cuenca no parece ser importante en el Neógeno: Un nuevo juego de bloques, relacionado con la fractura correspondiente al Arroyo de Navarejo y con el área muy tectonizada Mata de Los Ladrones - Dehesa de la Mata, daría lugar a la depresión de Garganta Sembrada. En la cuenca quedarían depósitos diversos de calizas, cuyo origen serían las calizas de la cobertera cretácica de los bloques, desprendida y erosionada en sucesivos movimientos tectónicos.

Los procesos tectónicos en el área pueden considerarse como continuos en conjunto, con intensidades variables (Pedraza 1.7.31 lo que hace postular a ese autor un modelo convergente con el - "domo en expansión de intensidad tectónica creciente" definido por Penk (1.7.37).

Según el modelo de Solé Sabarís (1.7.49), en el Mioceno Superior se alcanzó una penillanura pontinense durante la cual la fase Rodánica removi6 de nuevo los bloques, elevándose los que ahora constituyen las Sierras, dando lugar al replano superior o "dachfläche". La erosión daría lugar a la formación de depósitos de arena y clastos relacionados con las rañas.

En el modelo de Garzón, Pedraza y Urbanell (1.7.18) la etapa postarcósica se inicia con un fuerte movimiento de bloques que se repite a lo largo de la misma, entre el Plioceno Medio o Superior y el Pleistoceno basal, lo que trae como consecuencia la aparición de un relieve de "horsts" y "grabens", consolidado por una última fase morfogenética, relacionada también con la formación de "rañas" sensu lato.

Los depósitos de arenas y clastos que en el área de estudio aparecen en la alineación Rascafría - Lozoya - Prado de los Frailes, al NNW., de la carretera y del Arroyo del Villar, estarían relacionados con dicha fase morfogenética, a la cual pertenecerían también los depósitos situados al SW. del casco urbano de Rascafría, con ligera cementación calcárea y proporción dominante de clastos de calizas cenomanienses. (Foto 1).

Asimismo se habrían formado en la citada fase las brechas calizas que aparecen al W. del Monasterio de El Paular. (Foto 2).

En este ciclo postarcósico quedan definidos, según los autores citados los rasgos del relieve actual, marcado por una atenuación de los procesos morfogenéticos.



Foto 1. Clastos calizos en depósitos próximos a Rascafría



Foto 2. Brecha caliza

1.5.2. Materiales metamórficos

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama es de carácter plurifacial y polifásico, desarrollado en dos fases sucesivas (M 1 y M 2) de carácter básico diferente (Peinado 1.7.35, Fúster et al. 1.7.16). La primera es de presión más elevada, tipo Barroviense, y la segunda tipo Andalucita-Cordierita, de presión inferior y más extendida que la precedente, obliterándola casi por completo.

La isograda Cordierita pasa por el extremo NE. del área de estudio, aunque dentro del área aparecen minerales tipomórficos de más alta presión como distena, almandino y también estaurocita en Peñalara (Tornos y Casquet 1.7.51). Para Fúster et al. es evidente la superposición de dos procesos originados en la Orogenia Hercínica.

Los materiales metamórficos que aparecen dentro de los límites del presente trabajo están constituidos fundamentalmente por ortogneises, considerados "infradiscordancia" en relación a la Discordancia Sárdica, utilizada para la clasificación de las diferentes formaciones definidas en el Sistema Central.

Se pueden distinguir dos grandes series litoestratigráficas; una de ellas la designada como Serie Heterogénea Fémica, descrita por Navidad (1.7.27) y Tornos (1.7.50) y otra, estratigráficamente superior y por ello designada Serie Superior, descrita por Bischoff et al. (1.7.8), Fernández Casals (1.7.12) y Tornos.

La Serie Heterogénea Fémica está formada por un miembro de gneises glandulares de matriz fémica biotítica, con fuertes - variaciones granulométricas. Por encima del tramo glandular se observa otro de gneises fémicos. Termina la Serie en un tramo de mármoles calcíticos, descritos por Tornos (1.7.50) en el Macizo de Peñalara.

La Serie Superior está formada por dos tramos. El principal está constituido por un conjunto de gneises bandeados, glandulares y leucogneises que se apoyan directamente sobre mármoles de la Serie Inferior, en el macizo de Peñalara. Hacia la base de la Serie, en las proximidades de Lozoya, Fernández Casals (1.7.12) ha encontrado niveles de gneises microglandulares que interpreta como metavolcanitas. Tornos y Casquet (1.7.51) consideran en el origen de esta serie materiales procedentes de un zócalo.

El conjunto de la distribución en superficie de los materiales metamórficos es como sigue:

Serie Peñalara

Gneises glandulares fémicos muy migmatizados, con algunos niveles de mármoles y silicatos cálcicos.

Serie Calderuelas

Gneises glandulares y migmatíticos, con estructuras embrechíticas, muy félsicos. Fuerte migmatización asociada. Glándulas de 1 a 10 cm. (media 2 - 3 cm.) de feldespatos potásicos, aunque también aparecen glándulas poliminerales. Presenta plagioclasas con grandes cristales idioblásticos. Aparece esta serie también en el área de Lozoya. (Foto 3).

Ortogneis del Reventón

Además de aparecer en el área próxima al puerto que le da el nombre, aflora en cotas intermedias como Cabeza Mediana y el NE. del Puerto de las Calderuelas.

Es un gneis glandular mesocrato muy homogéneo, con glándulas subidiomorfas, exclusivamente de feldespato potásico, con tamaños de 2 a 4 cm. y distancias de 2 cm.. Presenta abundantes enclaves de 2 a 20 cm. plagioclásicos, de esquistos féficos y tipo "skarn"

Gneis de facies Morcuera

Además del área próxima al puerto del que recibe el nombre aparece también en el área de Lozoya. Sus glándulas presentan una distribución homogénea y sus tamaños son homométricos, de 3 a 4 cm.



Foto 3. Gneises y diques aplíticos al E.
del Puerto del Nevero.

1.5.3 Rocas plutónicas y filonianas

Stock granítico de Rascafría - El Paular

Constituye el afloramiento granítico más importante en el área de estudio. Se halla situado en la ladera E. de la alineación - Peñalara - Reventón, al W. de El Paular, entre 1.200 y 1.700 m. de altitud, ocupando unos 7 Km² de extensión. Ha sido estudiado por Aparicio, Casquet y Barrera (1.7.3) (Foto 4).

Se halla constituido por granitos adamellíticos (60%) y granodioritas (40%). Texturalmente son rocas granudas, disminuyendo el tamaño del grano hacia los bordes hasta alcanzar fases aplíticas.

Se halla en el flanco E. de un sinclinorio cuyo eje se aproxima a la alineación Cabeza Mediana - Reventón, constituido por gneises glandulares, frecuentemente migmatizados, con abundantes zonas metatécticas, a veces formando masas anatexíticas.

El contacto del granito con los materiales encajantes es discordante y próximo a la vertical hacia el N. y hacia el W. La naturaleza intrusiva del contacto queda confirmada por algunos xenolitos de gneises glandulares y por metamorfismo de contacto reconocible en el flanco W.

Estructuralmente este granito es marcadamente isótropo y no orientado. Presenta dos sistemas de diaclasas con dirección más frecuente N.-S. y una serie conjugada E.-W. El sistema mejor definido es el N. 30°W. coincidente con las diferenciaciones

nes axiales de los pliegues en el gneís glandular encajante, con una serie conjugada a 90°. De la coincidencia de ambos diaclasados deducen los autores citados que la fracturación del plutón viene a ser el reflejo de una deformación posterior que afectó también a la roca de caja. De los contactos discordantes en el N. así como el predominio de la orientación deducen asimismo que la intrusión tuvo lugar tardicinemáticamente con relación a la fase relacionada con las macroestructuras cartográficas en la roca encajante, es decir, la tercera de las cuatro hercínicas.

Otros afloramientos

Aparecen en el área multitud de pequeños asomos, tanto stocks como chimeneas y diques, especialmente en el Puerto de los Cotos, Cabeza Mediana y Entretérminos.

Los granitos de Cotos y Cabeza Mediana guardan semejanza notable, con texturas aplíticas, no orientadas, apareciendo a veces estructuras en "schlieren" y pliegues fluidales.

Los afloramientos graníticos en el NE. del Macizo de Peñalara están relacionados con el granito próximo al "stock" El Paular - Rascafría, pero su grano es en general más fino, con un proceso semejante al de los bordes del citado "stock". (Foto 5).

Los diques de lamprófidos se hallan dispersos a lo largo del arco montañoso del NW. apareciendo con más frecuencia en las proximidades del Puerto de la Flecha.



Foto 4. Tor en el "stock" granítico de
El Paular - Rascafría

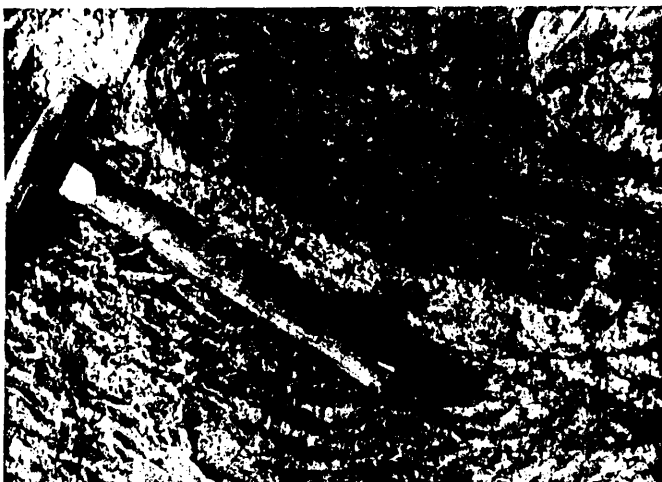


Foto 5. Pliegue fluidal al E. del Vértice
Peñalara.

1.5.4 Fracturación básica

En 1.6 se ha expuesto la idea de Macpherson (1.7.24) sobre un estrato cristalino plegado en una orogenia precámbrica a la que se superpone otra hercínica, así como las deducciones de Hernández-Pacheco E., (1.7.19) sobre una fase hercínica póstuma. Parga Pondal (1.7.30) establece una etapa de "tectónica tardihercínica", constituida por diversas familias de fallas que tuvieron actividad antes del triásico y que han sido reactivadas durante el ciclo alpino.

Estas fallas han condicionado la intrusión de granitoides tardíos y el emplazamiento de diques (v. 1.5.3), pero fundamentalmente han dado lugar a la tectónica de "horst" y "grabens" características del área de estudio.

Dominan en el Valle de El Paular las fallas NE.-SW. condicionando la alineación del Río Lozoya y el Arroyo de El Villar, así como los afloramientos cretácicos al SE. de ambos cursos. Los desgarres reconocidos en otros puntos del Sistema Central para las fallas NE.-SW. sinistras (Ubanell 1.7.52), no aparecen en el área de estudio, donde probablemente han actuado posteriormente como fallas normales.

Análogamente ocurre con el sistema NW.-SE, asimismo representado con frecuencia en el tramo medio del Sistema Central.

La fracturación NNW.-SSE. podría interpretarse como resultado de esfuerzos de tracción, por giro del campo de esfuerzo regional de los principales desgarres, siguiendo la interpretación de Arenillas (1.7.4)

Las familias de orientación N.-S. y E.-W. se hallan poco representadas, aunque sus efectos en el aspecto geomorfológico son notables (v. 2.1.2).

1.6 MARCO GEOGRAFICO

1.6.1 Síntesis

El área objeto del presente trabajo se halla constituida por una fosa tectónica de 15 km. de longitud de NE. a SW.

La tectónica de bloques levantados (horts) caracteriza el relieve de su perímetro. Se pueden distinguir las siguientes unidades:

Macizo de Peñalara

Presenta la altitud máxima del área de estudio y del tramo oriental del Sistema Central (v. 1.3). Está constituido por bloques sobreelevados y su vertiente oriental, dentro del área de estudio, presenta una "escalera de piedemonte" (Pedraza 1.7.32) en la que se asientan las formaciones de origen glaciario más importantes de la Sierra de Guadarrama. Hacia el NNE. del macizo se acentúa un escalón a la altura de la planicie de cumbres o "dachfläche" de la unidad siguiente.

Arco montañoso del NW.

Forma parte de la Sierra Carpetana o Montes Carpetanos y está constituido por una serie de bloques alineados a lo largo de un cuarto de circunferencia de unos 15 km. de radio cuyo centro se halla próximo al vértice Collado Cerrado (X 4365 - Y 4525).

Comienza, al W. de este punto, en el Puerto del Nevero y termina al N., 2 km. al E. del vértice Reajo Capón, en el entronque de esta unidad con la cadena subsidiaria Regajo Hondo - La Cruz.

La planicie de cumbres, a una altura superior a 2.000 m. hasta el Puerto de Navafría, presenta ligeras depresiones coincidentes con fracturas que cortan al divisoria con ángulos próximos a 90°. En varias de estas intersecciones se han desarrollado circos glaciares (v. 2.1) que modifican notablemente el relieve de dicha planicie. En algunos puntos de línea de cumbres se separa de la planicie, convirtiéndola en un escalón amplio, como ocurre en el área de Los Neveros, próxima a la unidad precedente.

Las fracturas cuya traza se aproxima a las líneas de máxima pendiente, dirigen las corrientes hídricas superficiales en forma de arroyos torrenciales. Las fracturas conjugadas unen diversos arroyos en otros de mayor caudal como los del Artiñuelo y de la Saúca. Las capturas a través de la red de fracturación - ocurren con relativa frecuencia (v.2.4).

Tramo montañoso meridional

Constituye la llamada Sierra de la Cuerda Larga, desde el Alto de Guarramas y estribaciones, hasta el macizo de La Najarra.

Su planicie de cumbres, cuya altitud no desciende de 2.000 m., se halla interrumpida por la sobreelevación de Cabezas de Hierro.

Relieve SE. y E.

Está constituido por la alineación Sierra de la Morcuera - Altos del Montanar - Mata de Los Ladrones, límite SE. de la fosa, y la alineación ya citada Regajo Hondo - La Cruz, perpendicular al extremo E. del arco montañoso del NW., que constituye el límite oriental de la fosa.

En la Sierra de la Morcuera la planicie de cumbres adquiere caracteres de paramera (Pedraza 1.7.32).

En el límite de ambas alineaciones se halla un conjunto de bloques hundidos a través de cuyas fracturas el Lozoya abandona la fosa objeto del presente estudio.

Horst de Cabeza Mediana

Aparece este "horst" en el eje de la fosa hacia el extremo E. de la misma enmarcado por fracturas NE. y NW., dividiendo la cuenca superior en dos gargantes por las que discurren el Rio de la Angostura (tramo superior del Lozoya) y el Arroyo de la Umbría (Arroyo de Garcisancho).

Planicie sedimentaria

El fondo de la fosa aparece ocupado por diversos sedimentos, cuyo espesor, que no sobrepasa los 30 m., se halla limitado por el umbral de Garganta Sembrada. Estos sedimentos se hallan constituidos por calizas y arenas mesozoicas, otras calizas de formación posterior, así como por aportes detríticos neógenos y cuaternarios, estos últimos aluviales, torrenciales y en algunos puntos periglaciares.

1.7 REFERENCIAS DEL CAPITULO 1.

1. ALBAREDA J.M^a., ASENSIO I., 1945
Contribución al estudio de los suelos silíceos españoles.
Anales Instituto de Edafología y Fisiología Vegetal, 4 (1)
2. ALIA M., 1972
Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole.
24 International Geological Congress, Montreal, Sect. 3, 265-272.
3. APARICIO A., CASQUET C., BARRERA J.L., 1973
Petrogénesis del stock granítico tradicinemático de Rascafría (Sistema Central español)
Estudios Geol., 29, 479-487.
4. ARENILLAS PARRA M., SAAVEDRA J., ARRIBAS A., 1975
Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila.
Bol. Geol. Min., 86, 232-243
5. BECHEIJN L.T., SCHUYLENBORG J. van, 1971
Methods for the Analysis of Soils. 156 p.
Laboratory of Soil Genesis of the Department of Regional Science, Wageningen, Holanda.
6. BIROT P., 1937
Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama Occidental.
Ann. de Géogr., 46, 25-42
7. BIROT P., SOLE SABARIS L., 1954
Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. 87 p.
Instituto Juan Sebastian Elcano. C.S.I.C., Madrid.
8. BISCHOFF L., SCHAFER G., SCHMIDT K., WALTER R., 1973
Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral spanien).
Forsch. Geol. Paläont. Munster, 28 27-35.
9. CAILLEUX A., TRICART J., 1963
Initiation a l'étude des sables et des galets. 369 p.
C.D.U., París.

10. CALDERON ARANA S., 1885
Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España.
Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, 14,
131-172.
11. CORCHON RODRIGUEZ F., 1976
Estudio hidrogeológico del Cretácico en los alrededores
de Torrelaguna.
Boletín del Servicio Geológico del Ministerio de Obras
Públicas, 40, 189p.
12. FERNANDEZ CASALS M.J., 1974
Significado geotectónico de la formación de gneises de
La Morcuera.
Studia Geológica, 7, 87-106
13. FERNANDEZ NAVARRO L., 1915
Monografía Geológica del Valle del Lozoya.
Publicaciones de la Junta de Ampliación de Estudios.
Museo de Ciencias Naturales. Serie Geológica, 12, 100 p.
14. FRANZLE O., 1959
Glaziale und periglaziale formbildung in östlichen
Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien).
Bonner Geogr. Abhandl. Bonn.
En Estudios Geográficos, 151, 203-233 y 152, 363-409.
(Trad. J. Sagredo, 1978).
15. FEBREL T., FUSTER J.M^a., DE PEDRO F., 1958
Hoja 484, Buitrago de Lozoya. 103 p. y mapa.
Instituto Geológico y Minero. Madrid.
16. FUSTER J.M^a., APARICIO A., CASQUET C., GARCIA CACHO L.,
MORA A., PEINADO M., 1974
Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y
polifásicos del Sistema Central Español.
Bol. Geol. y Min., 85 595-600
17. GANDULLO J.M., SANCHEZ PALOMARES O., 1976
Contribución al estudio ecológico de la Sierra de Guadarrama.- III. Los Suelos.
Anales INIA. Serie Recursos Naturales, 2, 37-73

18. GARZON M.G., PEDRAZA J., UBANELL A.G., 1982
Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama).
Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, 74, 475-495.
19. HERNANDEZ-PACHECO E., 1925
Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica.
Congreso de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, Salamanca, vol. II, 119-134.
20. HERNANDEZ-PACHECO F., 1930
Sobre localizaciones de glaciares en el Guadarrama.
Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 30.
21. HOYOS DE CASTRO A., GONZALEZ PARRA J., 1969
Estudio genético de algunos suelos de la Sierra de Guadarrama. I Tipos de suelos en función de las características geológicas, botánicas y climáticas. II Composición mecánica de los suelos y naturaleza de la materia orgánica.
Anales de Edafología y Agrobiología, XXVIII (1-2), 25-47 y XXVIII (5), 399-407.
22. KANHEIRO Y., SHERMAN G.D., 1965
Fusion with sodium carbonate for total elemental analysis.
En A.S.A., Methods of Soil Analysis, 952-958.
A.S.A., Madison, EE.UU.A.
23. KILMER V.J., ALEXANDER L.T., 1949
Methods of making mechanical analysis in soils.
Soil Sci., 68, 15-24
24. MACPHERSON J., 1888
Del carácter de las dislocaciones en la Península Ibérica.
Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, XVII 123-165.
25. MALLADA L., 1890
Explicación del Mapa Geológico de España. vol. 2 (Sistemas Cambriano y Siluriano).
Instituto Geológico y Minero. Madrid.

26. MEHRA O.P., JACKSON M.L., 1960
Iron oxide removal from soils and clayx by a dithionite-cytrate system buffered with sodium bicarbonate.
Clays and Clay Minerals, 7, 317-327
27. NAVIDAD M., 1979
Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico.
Estudios Geológicos, 35, 31-48.
28. OBERMAIER H., CARANDELL J., 1917
Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama.
Trabajos del Museo Nac. de Ciencias Naturales, Serie Geológica, 19, 92 p.
29. ONTAÑON J.M., 1973
Formaciones superficiales en la Sierra de Guadarrama
Estudio detallado de la Cuenca Guarramillas-Cerradillas.
Tesis de Licenciatura Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.
30. PARGA PONDAL J.R., 1969
Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico.
Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage, 37, 15p
31. PEDRAZA J., 1978
Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama. 540 p.
Tesis Doctoral Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid.
32. PEDRAZA J., 1980
El medio natural de la Sierra de Guadarrama.
Actas de Coloquio Hispano-Francés sobre las Areas de Montaña, 353-377.
Ministerio de Agricultura, Madrid.
33. PEECH et al., 1947
Circular letter 757 USDA, 8 p.
U.S. Department of Agriculture, Washington.
34. PEECH M., COWAR R.L., BAKER S.H., 1962
A critical study of BaCl_2 - trietanolamine and the ammonium acetate methods for determining the exchangeable H content of soils.
Soil Science Society of America Proceedings, 26, 40-47.

35. PEINADO M., 1973
Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado.
Tesis Doctoral Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.
36. PENCK A., 1894
Das klima Spaniens während der jüngeren Tertiär periode
under Diluvial periode. 134 p.
Zeitschrift der Gesellsch. für Erdkunde. Berlín
En Estudios geográficos, VIII, 317-324.
37. PENK W., 1972
Morphological Analysis of Landforms. 430 p.
Hafner P.C.N. Nueva York
38. PEREZ GONZALEZ A., VILAS MINONDO L., BRELL PARLADE J.M.,
BERTOLIN PEREZ M., 1971
Las Series Continentales al Este de la Sierra de Altomira.
I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,
Madrid, vol. I, 357-376.
39. PRADO C. del, 1864
Descripción física y geológica de la Provincia de Madrid.
219 p.
Junta General de Estadística de Madrid. Madrid.
40. PRATT P.F., 1965
Digestion with hidrofluoric and perchloric acid for total
potassium and sodium.
En A.S.A., Methods of Soil Analysis, 1019-1021.
A.S.A., Madison, EE.UU.A.
41. RIVAS-MARTINEZ S., 1963
Estudio de la vegetación y flora de las Sierras de Guadarrama y Gredos.
Anales del Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XXI, 5-300.
42. RUIZ DEL CASTILLO J., 1976
Contribución al estudio ecológico de la Sierra de Guadarrama.- IV. La Vegetación. Aspectos generales.
Anales INIA. Serie Recursos Naturales, 2, 75-94.

43. SAEFTTEL H., 1961
Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España.
Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 63, 163-192.
44. SANCHEZ EGEA J., 1975
El clima, los dominios climáticos y los pisos de vegetación de las provincias de Madrid, Avila y Segovia. Ensayo de un modelo fitoclimático.
Anales del Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XXXII (2)
45. SCHRODER E., 1930
Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien)
Beitrage zur Geologie des Westlichen Mediterrangebietes, 4.
En Publ. Extr. Geol. Esp., IV, 235-294. (Trad. por M. San Miguel de la Cámara, 1948).
46. SCHWENZNER J.E., 1937
Zur morphologie das Zentralspanischen Hochlandes. 128 p.
Geogr. Abhandl., Stuttgart.
En Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 41, 121-147. (Trad. C. Vidal Box, 1943).
47. SMITH et al., 1949
En JACKSON J., 1958. Soil Chemical Analysis, 297-300.
Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
48. SOERS E., 1972
Estratigrafía y geología estructural de la parte oriental de la Sierra de Guadarrama.
Studia Geológica, IV, 7-94.
49. SOLE SABARIS L., 1954
España, Geografía Física.
En TERAN M., Geografía de España y Portugal. 500 p.
Montañer y Simón S.A., Barcelona.
50. TORNOS F., 1981
Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español).
Tesis de Licenciatura Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.

51. TORNOS F., CASQUET C., 1981
Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central Español).
En prensa.
52. UBANELL A.G., 1976
Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende en relación con los "decrochement" destrales tardihercínicos.
Com. Ser. Geol. Portugal, 60, 53-68.
53. VAUDOUR, J. 1979
La Région de Madrid. Altérations, Sols et Paléosols. 390 p.
Ophrys, Paris.
54. WALKLEY A., BLACK I.A., 1934
An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method.
Soil Sci., 37, 29-38
55. YOE and ARMONTRONG, 1949
En JACKSON J., 1958. Soil Chemical Analysis, 291-293.
Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

10

- 2. ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS
 - 2.1 CIRCOS GLACIARES
 - 2.1.1 Diferenciación
 - 2.1.2 Características
 - 2.1.3 Datación tentativa
 - 2.2 FORMACIONES DE ORIGEN PERIGLACIAR
 - 2.2.1 Circos de nivación
 - 2.2.2 Taludes de derrubios
 - 2.2.3 Mantos de cantos y canchales
 - 2.2.4 Vertientes regladas
 - 2.3 INFLUENCIA CLIMATICA ACTUAL
 - 2.4 ENCAJAMIENTO DE LA RED FLUVIAL
 - 2.4.1 Río Lozoya
 - 2.4.2 Afluentes de la margen izquierda
 - 2.4.3 Afluentes de la margen derecha
 - 2.5 FORMACIONES DE ORIGEN FLUVIAL Y TORRENCIAL
 - 2.5.1 Conos de deyección
 - 2.5.2 Terrazas
 - 2.5.3 Cauces abandonados
 - 2.6 REFERENCIAS DEL CAPITULO 2

2.1 CIRCOS GLACIARES

2.1.1 Diferenciación

Los estudios previos (Fernández Navarro 2.6.3, Obermaier y Carandell 2.6.7, Fränze 2.6.3) han diferenciado los circos glaciares de los nivales basándose en la presencia de morrenas constituidas por materiales transportados por el hielo, y en efectos de dicho transporte (rocas aborregadas y estriadas). Sin embargo, el problema de diferenciación de las citadas formaciones resulta complejo por tres causas:

El origen de los circos glaciares se halla en los circos nivales según la teoría más extendida (que por ser contraria a la primitiva de acumulación directa del hielo se designa como "anti-glacialista", Botch 2.6.4, Tricart 2.6.10), lo que puede dar lugar en determinadas circunstancias a circos glaciares poco diferenciados.

- Los circos nivales, además de una contrapendiente inferior o "verrou", pueden presentar algún tipo de morrenas formadas por transporte de materiales arrastrados por las capas de nieve.

- Existen procesos de degradación de circos glaciares causados por posteriores accionamientos periglaciares, mediante los cuales estos pueden adquirir de nuevo características de circos nivales (v. 2.1.3).

- Según se expone en el presente trabajo (v. 2.1.3) pueden existir efectos tectónicos que ocasionen o contribuyan al desmantelamiento de circos, en unión de los procesos antes citados.

Teniendo todo ello en cuenta se han incorporado al presente estudio algunos circos no considerados por los autores cita-

dos aunque en todo caso sigue resultando dudosa la apreciación de procesos glaciares anteriores en algunos circos de apariencia presente nival.

Los circos glaciares más importantes se hallan relacionados con fracturas sensiblemente perpendiculares a la divisoria Duero-Tajo y próximos a ella.

Los circos formados a favor de relieves de ladera, generalmente divisorias secundarias y, en algunos casos, morrenas importantes, son de dimensiones más reducidas, relacionándose a veces con fracturas perpendiculares a su eje. Es en ellos en los que puede resultar más difícil la apreciación de procesos glaciares previos.

Los circos glaciares se agrupan con características diferenciales según su localización en las siguientes unidades geográficas (v. 1.6.1):

Macizo de Peñalara

Arco montañoso de NW.

Tramo montañoso S.

y dentro de ellas, según su posición en relación a las divisorias más importantes (v. mapa 8.2).

2.1.2 Características

Circos del Macizo de Peñalara

Entre los puertos de Cotos y de El Nevero se hallan las mayores altitudes del tramo medio del Sistema Central, que culminan en el vértice Peñalara con 2.430 m. de altitud.

En la vertiente ESE. del tramo de la divisoria Duero-Tajo comprendida entre el citado vértice y su estribación SSE., Dos Hermanas, de 2.284 m. de altitud, se extiende la formación de origen glaciar más importante de la Sierra de Guadarrama. Se halla formada por tres concavidades importantes, relacionadas entre sí, y otras tantas acumulaciones morrénicas, la más baja de las cuales alcanza 1.750 m. de altitud. Aparece en esta formación el circo más completo de la Sierra de Guadarrama, es decir, el de la Laguna Grande de Peñalara, a 2.022 m. de altitud.

La acumulación morrénica inferior se halla formada por una morrena principal que alcanza 35 m. de altura, una estribación inferior posible resultado de accionamientos nivales sobre dicha morrena, y por un abanico de bloques que se dispersan vertiente abajo hasta altitudes próximas a 1.700 m.

La excavación que ocupa la posición SSW. se halla parcialmente limitada por una morrena cuyo límite inferior alcanza 1.900 m. de altitud. Dentro de esta excavación aparecen entre 2.000 y 2.200 m. pequeños circos y morrenas con características de accionamiento nival.

El circo completo en el que se halla la Laguna Grande de Peñalara ocupa la posición más elevada en relación a los

otros dos de origen glaciar. Su morrena no se halla seccionada por el emisario, que la supera por una ligera entalladura.

La formación de este sistema ha merecido diversas interpretaciones por parte de los autores citados en 2.1.1., basadas exclusivamente en influencia climática, considerando diferentes periodos glaciares, o fluctuaciones dentro de un mismo periodo glaciar, sin explicar suficientemente la formación de circos con niveles y orientaciones diferentes. Sin embargo, la presencia de tres fracturas principales NNW.-SSE., NE.-SW y E.-W. permite suponer la formación de un circo cuyo eje tendría la primera de las direcciones citadas y de otro adyacente al SW. Durante su periodo de desarrollo, un juego de la primera de las fracturas, produciría un desnivel entre ambos circos, y un juego de la fractura E.-W. la tectonización de su límite común. Con ello aumentarían los aportes glaciares al circo inferior, quedando interrumpido el desarrollo del circo SW.

La nueva acumulación glaciar se orientaría a lo largo de la fractura E.-W., formando la gran acumulación morrénica inferior actualmente visible, seccionada finalmente a lo largo de esta fractura, por la que corre el Arroyo de Peñalara, y remodelada por acumulación eólica de nieve en su límite inferior.

La intensa sobreexcavación del circo inferior donde se halla la intersección de las fracturas E.-W. y NNW.-SSE., así como una posible falla directa a lo largo de la fractura NE.-SW., dejaría colgada el área en la cual se excavó el circo de La Laguna posteriormente.

El relieve y la evolución geomorfológica se complican por las estructuras del gneis, correspondientes en este macizo a las de una "tête plongeante" (Tornos 2.6.11).

El circo de dimensiones reducidas que se halla al E., a sotavento de la morrena inferior, reúne actualmente características que permiten suponer un origen nival.

Fränzle (2.6.5) considera que las nieves perpetuas que originaron este sistema tendrían límites inferiores a 2.000 m, 2.050 m., 2.100m y 2.150 m. según el método de Höfer (2.6.6). Obermaier y Carandell (2.6.7) consideran que los dos últimos niveles serían de 2.130 m. y 2.200m. respectivamente.

El tramo de divisoria Duero-Tajo entre el vértice Peñalara y el Puerto de El Nevero es el origen del sistema de circos glaciares cuyas morrenas se extienden hacia el NNE. de las estudiadas anteriormente.

La Hoya de Pepe Hernando, atravesada longitudinalmente por una fractura NNW.-SSE., presenta sus morrenas más bajas a 1.780 m. El nivel más bajo de la excavación glaciár es de 1.830 m. Los límites inferiores de las nieves perpetuas que la originaron serían de 2.050 m. y 2.100 m., según Fränzle, y de 1.970 m. y 2.040 m. según Obermaier y Carandell.

En la parte superior del circo se ha producido un escalonamiento a favor de la estructura del gneis, hasta alcanzar el replano de las lagunas de Peñalara, que excepcionalmente, Fränzle considera de origen tectónico.

Otro circo glaciar de este tramo es la Hoya de la Majada de Robregordo, en la cabecera del Arroyo de la Pedriza, cuya depresión está limitada por dos morrenas irregulares con aspecto actual de franjas detríticas. Su punto más bajo se halla a unos 1.980 m. En la iniciación de la morrena derecha aparece un terraplén morrénico residual de forma semicircular a unos 2.100 m. de altitud y próximo a la iniciación de la Hoya de Pepe Hernando. El extremo superior de la morrena izquierda limita con un pequeño terraplén, de aspecto morrénico, al pie de la Laguna de los Pájaros.

En las proximidades del Puerto del Nevero existen varias depresiones de origen inmediato nival. Sólo una de ellas, donde se halla la Laguna Operante, presenta una pequeña acumulación detrítica, no comparable a las morrenas glaciares del área.

Circos del arco NW.

Desde el Puerto de El Nevero hasta Reajo Capón, la divisoria Duero-Tajo viene a describir un cuarto de circunferencia con una longitud próxima a 25 Km., y altitud superior a 2.000m. hasta el Puerto de Navafría (v. 1.6.1).

En las proximidades de este tramo de divisoria existe una docena de circos glaciares que desde el extremo SE. son los siguientes:

Hoyocerrado (o circo de el Arroyo de la Nevera). Situado a 1.5 Km. al NE. de la Laguna de los Pájaros, es el circo que presenta una estructura más regular dentro del área.

Su eje longitudinal se halla orientado a 70°E . El límite superior sobrepasa los 1.950 m. Presenta un umbral a 1.800 m., asociado a depósitos morrénicos. Las morrenas laterales son ligeramente asimétricas, por el mayor desarrollo de la izquierda. Existen acumulaciones dispersas de cantos y bloques con aspecto de haber sufrido accionamientos periglaciares, cuyo nivel inferior alcanza a 1.600 m. de altitud. Fränzle (2.6.5) considera relacionada la formación de este circo a un límite de nieves perpetuas próximo a 1.800 m.

El fondo de la depresión está ocupado por áreas pantanosas entre las que discurren corrientes de agua formando meandros.

La excavación asimétrica de la concavidad, mayor en el flanco SSW. tiene una clara influencia climática.

Entre el límite posterior del circo y la divisoria existe un área muy tectonizada, al pie de la cota 2.139, cuya vertiente E. es un escarpe de modelado glaciario. Se trata probablemente de un proceso tectónico semejante al de la cabecera de la Hoya de Pepe Hernando.

Hoyo Poyales o circo del Arroyo de la Cantera. Situado inmediatamente al N. de Hoyocerrado, puede considerarse formado por dos excavaciones irregulares, la inferior orientada a 80°E . Ambas concavidades se hallan unidas a través de una fractura NNW.-SSE. y otra asociada perpendicular. El borde superior sobrepasa los 2.000 m. mientras que el límite inferior de la excavación glaciaria, cubierto por sedimentos térreos se hallaría a 1.700 m. El límite de nieve perpetua lo supone Fränzle a 1.800 m., no considerando, al parecer, la excavación superior.

Su morrena frontal presenta seccionado el extremo derecho por donde actualmente desagua el torrente emisario, dirigido por la fractura antes citada. La salida abandonada del primitivo emisario aparece en una posición más alta de la misma morrena, coincidiendo sensiblemente con el eje del circo.

El par estereoscópico 9.2 permite la observación de las modificaciones ocurridas en este circo a causa de removilización de las fracturas que le afectan.

Cabecera del Arroyo de El Paular. Está constituída por un circo desmantelado de gran extensión, cuyo borde superior forma parte de la divisoria Duero-Tajo. El profundo encajamiento del Arroyo de El Paular habría sido la causa fundamental de la destrucción de sus morrenas y la posterior dispersión de los depósitos detríticos.

Circos del Arroyo Artiñuelo. Se hallan en el tramo inicial del arroyo de dicho nombre. El más elevado está próximo al Collado de la Flecha, muy cerca de la divisoria Duero-Tajo. Presenta morrenas en diferente estado de conservación desde 1.900 m. a 1.800 m. El menos elevado y de tamaño más reducido es un circo de ladera, a sotavento de una divisoria secundaria. Tiene algo más de 100 m. de diámetro, con restos morrénicos a 1.650 m. de altitud. En los afluentes del Arroyo Artiñuelo y próximos a él, se hallan restos de pequeños circos de ladera a altitudes entre 1.600 y 1.500 m. con reducidas acumulaciones morrénicas formadas posiblemente por accionamiento nival.

Circo de Calderuelas. Se hallan inmediatamente al S. del collado del mismo nombre. El situado más al N. es un alveolo apenas semicircular tangente a la divisoria Duero-Tajo, de poca profundidad, sin restos morrénicos. Inmediatamente al sur está el circo principal, con su eje menor de orientación ESE. Este eje coincide con el espacio existente entre las dos únicas morrenas que aparecen, ambas frontales. La izquierda, de unos 200 m. de longitud, es paralela al Arroyo de las Calderualas y la derecha, más corta, forma un ángulo de 45° con dicho arroyo. Esta morrena aparece cortada por una pequeña garganta en su extremo más meridional, en la parte más baja de la concavidad, a 1.860m. por la cual desagua actualmente el circo.

Al sur de este circo aparecen vestigios muy incompletos de otra concavidad cuyo origen no es fácilmente determinable.

Circo del Arroyo de Entretérminos. El encajamiento del valle superior del Arroyo de Entretérminos debió ofrecer condiciones muy favorables para la acumulación de nieve. A la derecha de la cabecera aparece un circo glaciar con un borde superior a unos 1.890 m. y su punto más bajo a 1.700 m. Las morrenas son asimétricas en su longitud y desarrollo. El límite de las nieves perpétuas se supone a 1.800 m. A 1.750 m. se ha formado un importante umbral que interrumpe la excavación de la lengua glaciar.

Inmediatamente al NE., en las proximidades del Puerto de Magosto se hallan restos de un circo escasamente excavado, cuyo origen glaciar se supone por la situación topográfica, aunque la

ausencia de morrenas permite un margen de duda.

- ★ Circo del Barranco de Riajo Burro u Hoyo Borrascoso. Es el circo más al oeste de los dos que existen en la cuenca de recepción del Arroyo de la Saúca, afluente del Lozoya a la altura de Alameda del Valle. Está drenado por el Barranco Riajo Burro, afluente a su vez del citado Arroyo de la Saúca. La longitud del circo es ligeramente superior a 1 Km., con el eje orientado a 17°E. Su borde superior alcanza los 2.100 m. en la divisoria Duero-Tajo. El límite inferior del lecho excavado por el hielo está a unos 1.800 m. de altitud de lo cual se deduce una altura de 1.950 m. para las nieves perpetuas. Análogamente a otros circos, en éste existe un umbral, aunque ofrece un desnivel excepcional de 50 m. Las morrenas presentan asimetría en su longitud y desarrollo, apareciendo a continuación de la morrena terminal bloques relacionados posiblemente con una fase de retroceso.

Circo del Arroyo de Hoyo Cerrado. Se le designa con este nombre para diferenciarlo del Hoyocerrado o circo del Arroyo de la Nevera descrito en primer lugar entre los pertenecientes al arco NW. Tiene una estructura semejante al anterior. Presenta algunas asimetrías. El borde superior alcanza una altitud de 2.100 m. y el punto más bajo de la concavidad 1.800 m. lo que permite deducir un nivel de nieves perpetuas de 1.950 m. Como en el circo anterior, aparecen cantos a niveles más bajos que la morrena frontal que parecen indicar fases de retroceso.

Tanto este circo como el anterior ocupan áreas superiores de concavidades amplias cuyo aspecto actual podría ser consecuencia de un remodelado posterior de circos glaciares que hubiesen ocupado toda su extensión.

Circo de Peñacabra o de la Majada de los Hoyos. Es el segundo por sus dimensiones, después del de Peñalara, en el área de estudio. Su borde superior tiene una altitud de 2.100 m. y la altura mínima de la lengua glaciaria, en la época en que se depositaron las principales morrenas ahora existentes, sería de 1.700 m. con lo cual la altitud de las nieves perpetuas alcanzaría - 1.900 m.

La sorprendente asimetría de este circo, mucho más profunda en su sector W. ha llamado la atención de algunos autores. Fränze (2.6.5), consideró la existencia de un valle fluvial preglaciario que habría cortado profundamente la "dachfläche". Examinando el perfil del Arroyo de los Hoyos (véase Anejo 7.1) no se aprecia, sin embargo, ninguna anomalía en su curva de equilibrio en relación a otros arroyos de la margen izquierda del Lozoya. Tampoco es verosímil que el hielo no modelase dicho valle de forma semejante a otras cuencas superiores. Es mucho más posible que el ahondamiento del afluente occidental del Arroyo de los Hoyos se haya efectuado a favor de la distensión de una fractura, posteriormente a la última glaciación. El hecho de que esta hendidura deje cortados dos umbrales apoya consistentemente lo expuesto. Por su parte, Fernández Navarro (2.6.3) observó que el fondo del circo se prolonga 400 m. en forma de valle en U, que él interpretó como resultado de accionamiento glaciario. Cabe pensar que el modelado de dicho valle sea torrential a favor de la citada fractura. En todo caso, la acción del hielo habría sido limitada, no actuando el tiempo bastante para ensanchar la fractura en forma de circo.

Circo de El Nevero. Este circo, a pesar de su proximidad a la divisoria Duero-Tajo, no está situado en una cabecera de valle, sino a favor de una fractura de traza horizontal, análogamente a los circos de ladera. Es de escasas dimensiones y profundidades, en forma de semicírculo, con orientación 14°E . Su borde superior se halla a 2.170 m. y la parte más baja a 2.080 m., con lo que la altitud de las nieves perpetuas que pudieron dar lugar a su formación sería de 2.125 m. La morrena frontal forma un terraplén próximo a la parte dorsal con dos pequeñas hendiduras que coinciden con dos surcos en la pared del circo. Por debajo de ella existe un umbral, lo que permite tanto a Fränzle (2.6.5), como a Obermaier y Carandell (2.6.7) considerarla como un estadio de retroceso. Dicho estadio sería más grande que en otros circos por tratarse de una estructura con predominio de fracturas de traza horizontal.

Circo de la Reguera. Tiene en él su nacimiento el brazo derecho del Arroyo de Navarejo. Se halla en estado avanzado de desmantelamiento, por lo que algunos autores no lo citan. De menor dimensión que el circo de Peñacabra, es también muy asimétrico, presentando una concavidad importante en su sector W. Se halla drenado por dos gargantas paralelas en dirección SE. correspondientes a fracturas que se prolongan aguas abajo y a lo largo de las cuales habrían sido arrastrados la mayor parte de los depósitos glaciares, quedando in situ sólo restos de la morrena derecha que desciende hasta 1.790 m. A 1.900 m. existe un umbral con algunos depósitos al E. de la fractura principal. Al W. de este circo existen restos de un circo desmantelado en la cabecera del Arroyo del Palancar.

Circo del Puerto de Navafría. Se halla muy próximo al E. del anterior, con parecida orientación, 135°E . Sus dimensiones son reducidas, con su longitud axial menor que su anchura. Su borde superior se halla a 1.950 m. mientras que el nivel inferior del circo tiene una altitud de 1.760 m. Está drenado por un afluente al brazo oriental del Arroyo de Navarejo. Sobre sus morrenas se han desarrollado suelos Cryochrepts.

Este circo es el último considerado glaciar que aparece hacia el E. en el arco montañoso NW.

Otras concavidades más orientales en esta unidad geográfica pueden haber tenido un periodo de modelado glaciar y haber sufrido posteriormente remodelaciones por accionamientos periglaciares que, además de atenuar algunos escarpes, habrían dispersado formaciones morrénicas. Así habría ocurrido en las cabeceiras de los arroyos de la Fuensanta y de la Mata del Tirón y en la ladera SE. del vértice Reajo Capón.

Circos del tramo montañoso S.

Circo de las Cerradillas. Es el único de origen claramente glaciar en la alineación montañosa que forma el límite S. del área, es decir, alto de Guadarramas, Valdemartín, Cabezas de Hierro, Cuerda Larga, Najarra. Tiene orientación 40°E . y está formado por varios alveolos parcialmente superpuestos, algunos de ellos en estado de desmantelamiento por erosión y soliflucción. De la altitud del borde superior, 2.100 m., y de

la huella inferior de la lengua glaciaria, Fränze (2.6.5) deduce un límite de nieves perpetuas a 1.900 m. A 1.870 m. queda un replano que dicho autor considera un estadio de retroceso. La morrena izquierda, es decir, la más occidental, aparece bien conformada mientras que las situadas a la derecha se confunden con los mantos de cantos y canchales que cubren las laderas de Valdemartín y Cabezas de Hierro.

En la misma alineación montañosa y en la misma vertiente N. correspondiente al área de estudio, se hallan varias concavidades en cabeceras de cuencas que posiblemente son circos glaciares evolucionados. Al hallarse el tramo montañoso S. situado paralelamente a la dirección de los vientos del W., la acumulación eólica de nieve se efectuaría principalmente a sotavento de contrafuertes y divisorias secundarias, por lo que sería notablemente inferior a la ocurrida en el Macizo de Peñalara y arco montañoso del NW., con una menor excavación de circos. Las cabeceras de los arroyos de Cerradillas, Barondillo, Aguilón y Najarra serían restos de este tipo de circos, y análogamente, las concavidades próximas a Cabezas de Hierro y al Collado de las Zorras.

2.1.3 Datación tentativa.

Mientras Obermaier y Carandell (2.6.2) establecieron que las morrenas del Macizo de Peñalara a 1.720 m. corresponden al Riss y las escalonadas entre 1.830 m. y 2.100 m. al Würm, Fränzle (2.6.5) considera que el conjunto de depósitos morrénicos de la Sierra pertenece al Würm.

Sin embargo, no es evidente la existencia de una correspondencia biunívoca entre los periodos glaciares en los Alpes y en el área de estudio. La amortiguación del frío y el aumento del efecto de la orientación a causa de una menor latitud, serían en principio contrarios a ello. También lo sería el efecto del viento en la acumulación de la nieve. Así la fórmula de Höfer (2.6.6) establecida en los Alpes para la deducción del nivel de nieves perpetuas, aplicada en las formaciones del área conduce a resultados aparentemente contradictorios.

Es evidente que las formaciones de origen glaciar objeto del presente estudio han debido tener una relación con periodos - fríos del Cuaternario dentro de un margen amplio. Para conocer con exactitud esa relación serían necesarios no sólo medios de datación precisos sino, además, tener en cuenta las modificaciones causadas por procesos no climáticos en dichas formaciones desde su origen hasta la actualidad.

Así el circo de La Laguna, en el sistema del Macizo de Peñalara, puede corresponder a un periodo glaciar más tardío que el causante de circos inferiores (v. 2.1.2).

Los reajustes tectónicos en un área intensamente fracturada (v. 1.5.1 y 1.5.4) no parecen haber merecido la atención de

casi ninguno de los autores que la han estudiado. Fränzle estima de origen tectónico el replano de las Lagunas de Peñalara, relacionado con los circos glaciares del Macizo de Peñalara (v. 2.1.2). Vaudour (2.6.12) considera resultado de movimientos neotectónicos el aspecto abrupto que presentan los bordes de algunas fracturas en el Valle de El Paular.

A lo largo de 2.1.2 se han examinado diversas modificaciones de tipo tectónico observables en los circos glaciares del área de estudio, que se pueden agrupar en:

- Formación de escalones tectónicos en áreas previamente excavadas por el hielo o en periodos de excavación.
- Seccionamiento de morrenas situadas sobre fracturas.
- Procesos de degradación y desmantelamiento provocados o acelerados por distensión de fracturas.

La incidencia de esa removilización tectónica en otros aspectos geomorfológicos así como en la formación y génesis de suelos, aporta nuevos elementos de juicio (v. 2.2.4; 2.4; 2.5; 4.3 y 4.4).

La fase de degradación de los circos, al desaparecer el efecto glacial, ha sido realizada por accionamientos periglaciares, acelerados en muchos casos por causas tectónicas. Así, los efectos de geliflucción han extendido la disección de las morrenas por juego de fracturas y han contribuido a la atenuación de escarpes y umbrales producidos por el hielo o por movilizaciones tectónicas, sobre los que la crioclastia viene actuando con intensidad decreciente en el tiempo.

2.2 FORMACIONES PERIGLACIARES

2.2.1 Circos de nivación

Según Fränzle (2.6.5) la nieve acumulada durante una serie de años consecutivos en lugares morfológicamente aptos, da lugar a los circos de nivación. La depresión en el terreno se desarrolla por incremento local de la meteorización en los límites de la masa de nieve y el arrastre por el agua de deshielo del material suelto generado. Al aumentar la profundidad excavada, la cantidad de nieve y la del agua de fusión son mayores, reforzándose el proceso sucesivamente.

Existen diversos circos nivales en el área de estudio. Muy característicos son los próximos a la Laguna de los Pájaros y Puerto del Nevero, según se ha expuesto en 2.1.1.

Cuando la erosión nival ha tenido capacidad de actuar el tiempo preciso y de forma suficientemente intensa, los circos de nivación han podido ser el origen de circos glaciares. En la ladera septentrional de Cabezas de Hierro, así como en el flanco occidental del Valle de Entretérminos y del Valle de Las Calderuelas, pueden observarse formaciones intermedias; su tamaño puede alcanzar el de los circos glaciares, pero sus paredes ofrecen menor inclinación y sus morrenas en caso de aparecer, son de materiales detríticos de tamaño reducido.

También pueden existir circos de origen glaciar que actualmente presenten características de circos nivales. A ello habrían contribuido no sólo las condiciones climáticas posteriores, al provocar soliflucción intensa en las paredes y desmoronamiento y arrastre de morrenas, sino también otras causas (v. 2.1.2).

2.2.2 Taludes de derrubios

Originados por crioclastia de escarpes rocosos, la meteorización ha sido en ellos escasa. Los taludes más importantes en el área de estudio se hallan en la proximidad de divisorias:

- Ladera ESE. de Los Claveles
- Ladera SSE. del Collado de La Flecha
- Ambas en la divisoria Duero-Tajo.
- Ladera N. del Collado de Valdemartín
- Ladera NNW. de Cabezas de Hierro.
- Cabecera del Arroyo de Barondillo.
- Collado de Las Zorras.

Todos ellos en las proximidades de la divisoria Lozoya-Manzanares.

El primero de los indicados es el más importante, por el tamaño de los bloques y su abundancia, extendiéndose en ambas vertientes de la divisoria Duero-Tajo. La parte correspondiente al área de estudio es la de menor extensión y está dentro de la cabecera del sistema glaciar Hoya de Pepe Hernando - Hoya de la Majada. Fränzle (2.6.5) atribuye al conjunto origen pleistoceno, suponiendo una gelifracción superior a la holocena en dicha época. La vertiente oriental del talud sería sin embargo holocena, al haber sido arrastrado y alejado el material producido en el Pleistoceno por las corrientes de hielo, según opinión del citado autor aplicada a circos glaciares en general. En 2.1.2 se ha expuesto el posible origen tectónico del replano de las Lagunas de Peñalara.

El talud situado al S. del vértice Flecha (2.078 m.) tiene dimensiones más reducidas y no parece directamente relacionado con circos glaciares.

En la divisoria Lozoya-Manzanares existen diversos taludes de derrubios, relacionados con escarpes de escasa altura, aunque con inclinaciones que llegan a alcanzar 45°. Sus límites con los mantos de cantos son difusos, como en el caso de los originados en afloramientos a los que la crioclastia ha hecho perder su relieve.

Aunque es difícil establecer la edad de los taludes de derrubios dentro del Cuaternario en el área de estudio, se puede deducir que se han continuado produciendo desde el último periodo glacial hasta la actualidad. Los taludes que aparecen en las paredes de los circos glaciares y el aspecto reciente que presentan los efectos de la crioclastia en algunos escarpes parecen confirmarlo.

2.2.3 Mantos de cantos y canchales

Su formación se halla muy relacionada con la de los taludes de derrubios, apareciendo frecuentemente situados a continuación de ellos en el sentido de la pendiente, de acuerdo con lo expuesto en 2.2.2. En ocasiones el tránsito de la roca in situ a los mantos de cantos y canchales es muy rápido, sin dar lugar a la formación de taludes.

Están constituidos por bloques con reducidos índices de desgaste, aplanamiento variable, que llega a ser muy acentuado, e índice de disimetría notable como resultado de gelifracción generalizada (Ontañón 2.6.8). La soliflucción tiene gran influencia en los diversos aspectos de este tipo de formaciones. Así, en las laderas N. del límite meridional del área de estudio, los mantos aparecen con una proporción de tierra fina del 20% al 50% hacia su extremo superior, mientras en áreas intermedias de las laderas no presentan ninguna matriz. Los elementos finos vuelven a aparecer en las acumulaciones inferiores, resultado del efecto conjunto de la soliflucción y la denudación previas, acumulaciones en las que llegan a encajarse más de 10 m. los arroyos de Barondillo y Aquilón. (Foto 6).

Otras formaciones de bloques, densas y de gran extensión, se hallan en la izquierda de la cabecera del Arroyo Artiñuelo, formadas por bloques de gneis de tamaños entre 0.3 y 1 m. que alcanzan hasta 5 m. en algunos casos.

En el área de La Redonda, al pie de afloramientos graníticos, aparecen taludes de derrubios, los cuales, a medida que aumenta la distancia, van evolucionando a mantos por fraccionamiento de bloques y soliflucción. En pendientes onduladas aparecen

los bloques acumulados en hileras de diferentes anchuras. Al aumentar la pendiente, disminuye el número de bloques, pero se acrecienta la orientación de sus ejes longitudinales en dirección al sentido de descenso.

Los canchales están constituidos por bloques aplanados e imbricados, ocupando áreas inferiores y adyacentes a las acumulaciones de cantos hasta una altitud de 1.600 m., en pendientes del 15% al 25%. Suelen formar capas sin matriz de 30 a 60 cm. de espesor. Entre estas capas y la roca infrayacente suelen existir horizontes arenosos francos o esqueléticos arenosos, con espesores hasta 1 m.

El descenso de cantos en hileras a lo largo de surcos nivales se ha observado hasta altitudes inferiores a 1.500 m.

Las acumulaciones de cantos pueden alcanzar aisladamente áreas bajas. Así ocurre entre 1.300 m. y 1.200 m. en El Brezal, entre los arroyos de Hoyo Claveles y de La Umbría. A 1.200 m. aparece una colada en el inmediato arroyo de la Nevera. Entre Oteruelo y Alameda aparece otro manto de cantos aislados sobre un lomo aplanado a una altitud ligeramente inferior.

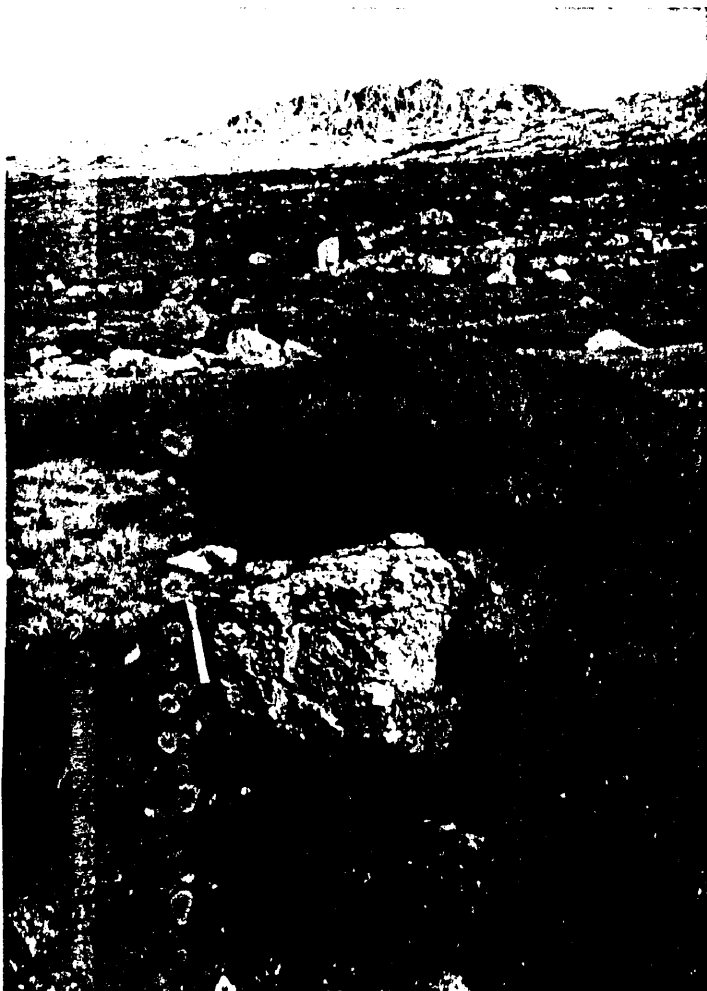


Foto 6. Manto de cantos al NW. de Valdemartín

2.2.4 Vertientes regladas

El efecto hielo deshielo, al actuar de una forma continuada sobre la fragmentación de los bloques procedentes de los canchales en descenso por las laderas, tiende a producir una granulometría homogénea del material suelto. El descenso no sólo es por gravedad sino también gracias a movimientos verticales de clastos empujados por columnillas de hielo o "pip crakes". A causa de ello, las laderas adquieren una larga sección rectilínea que enmascara las irregularidades de la roca. En recuerdo del geomorfólogo suizo se las designa también "vertientes de Richter" (Derruau 2.6.1).

Las vertientes regladas que forman ambas laderas del tramo superior del valle del Arroyo de las Guarramillas son excepcionales por su gran extensión, que se ha mantenido gracias al caso encajamiento del Arroyo Guarramillas en el citado tramo, aparentemente impedido por el umbral situado hacia la mitad de su curso (Foto 7).

La extensión de dichas pendientes regladas permite observar la removilización posterior del sistema de fracturas en pluma que recubren, dando origen a surcos por los que discurren los pequeños afluentes de ambos márgenes del Arroyo Guarramillas, el cual a su vez discurre a lo largo de la fractura principal, perteneciente al sistema de orientación NNE.-SSW. (v. mapa 8.2).



Foto 7. Surco de erosión en la cabecera del Arroyo de las Cerradillas.



Foto 8. Surcos nivales en las vertientes regladas del Arroyo de las Guarramillas.

2.3 INFLUENCIA CLIMATICA ACTUAL

El mapa 8.1 constituye una aproximación a las características climáticas actuales, obtenidas a partir de datos e información procedentes de Sanchez Egea (2.6.9) y Elías del Castillo (2.6.2) ajustados en el terreno mediante observaciones de tipo fenológico.

El nivel de nieves perpetuas asimilable a la temperatura media anual de 0° se hallaría actualmente unos 500 m. por encima de la altitud máxima del área (vértice Peñalara, 2.430 m.), con lo cual no existe en ella ningún tipo de accionamiento glaciar.

Los efectos climáticos más inmediatos desde el punto de vista geomorfológico están limitados actualmente a:

- Crioclastia
- Soliflucción
- Erosión

La crioclastia s.l. comprende la gelifracción y el fraccionamiento por diferencia de temperaturas. Los datos de temperatura del aire en el Puerto de Navacerrada (1.860 m.), donde se halla la estación meteorológica completa más próxima al área de estudio, muestran frecuentes periodos de temperaturas bajo cero prolongadas más de 24 horas, periodos que se repiten de 20 a 50 veces a lo largo del año y que pueden dar lugar a la formación de cuñas de hielo en clastos y rocas.

El agrietamiento por diferencias térmicas en materiales pétreos, frecuentemente metamórficos, es origen de fragmentación

en altitudes superiores a los 2.000 m.

La soliflucción, por superación del límite líquido en masas de suelo relativamente grandes, está originada en el área de estudio principalmente por la fusión lenta de las masas nivales, favorecida en algunos casos por motivos topográficos y en otros por la formación de capas de hielo (geliflucción).

La erosión adquiere importancia en altitudes superiores a 1.900 m., es decir, en los pisos Minuartio-Festucion indigestae y Junipero Sarothamnetun Sub-as. typicum (v. mapa 8.3). Está causada fundamentalmente por la nieve y presenta dos aspectos importantes:

- Acumulación intensa en pequeñas áreas, con excavación en escarpes y replanos, por encima de 2.200 m. y a sotavento de los vientos dominantes.
- Erosión en surcos, en cabeceras de arroyos con emplazamiento variable en el tiempo (Foto 7) y a lo largo de las laderas, constituyendo el origen de los surcos de nivación. (v. 2.2.3). (Foto 8).

La asimetría en las precipitaciones en relación al eje NE.-SW del Valle del Lozoya, apreciable en el mapa 8.1, más abundantes en el sector NW. del valle, está originada por un predominio de vientos húmedos del cuadrante noroeste. Ello, unido a las abundantes fracturas SSE.-NNW. influye en las características de la red hídrica que desemboca en la margen izquierda del Lozoya (v. 2.4.2).

La menor y más irregular precipitación en el sector SE. ha influido, entre otras causas, en las características de la red hídrica que desemboca por la margen derecha y el consiguiente modelado de valles y laderas (v. 2.4.3).

2.4 ENCAJAMIENTO DE LA RED FLUVIAL

2.4.1 Río Lozoya

A partir de la confluencia del emisario de la Laguna de Peñalara y del arroyo de la Hoya de Pepe Hernando, el perfil del Río de la Angostura o tramo superior del Lozoya presenta una convexidad correspondiente al tramo hasta su confluencia con el Arroyo de las Guarramillas (v. 7.1). Se trata, sin duda, de una captura reciente de origen tectónico de aguas previamente vertientes a la cuenca del Arroyo de la Umbría. El aumento de la cuenca del alto Lozoya y por tanto de su caudal, acentuaría su encajamiento a lo largo de diversas facturas, especialmente la existente entre Cabeza Mediana y El Pinganillo, con dirección NNE.-SSW. Al salir de esta garganta, después de recibir las aguas del Arroyo del Aguilón, continúa el curso del Lozoya durante 700 m. en dirección exactamente N. con una pendiente del 11% hasta cortar las capas cretácicas que afloran al SE. de la planicie sedimentaria (v. 1.5.1 y 1.6.1). Toma inmediatamente sentido W. formando un ángulo próximo a 90° con el cauce previo, aumentando su pendiente al 25% hasta su confluencia con el Arroyo de la Umbría, 600 m. aguas abajo. Describe a continuación un arco de aproximadamente 1 Km. de radio y 1,5 Km. de longitud, hasta tomar el sentido NW., que continúa durante 12 Km. (10 Km. en línea recta) decreciendo su pendiente al 6%, hasta su confluencia con el Arroyo del Villar, en sentido opuesto, a la altura del pueblo de Lozoya, en el área ahora cubierta por las aguas del embalse de Pinilla.

El Lozoya abandona la fosa tectónica que forma su cabecera a

través de los bloques hundidos de Garganta Sembrada.

A lo largo de la planicie sedimentaria, el Lozoya se encaja hasta 12 m. entre las acumulaciones detríticas de su margen derecha y las calizas o conglomerados de su margen izquierda.

Aguas abajo de Oteruelo el encajamiento en ambas márgenes se reduce a 4 m., hasta la desembocadura en el embalse de Pinilla.

Por la margen izquierda el Lozoya recibe en este tramo los arroyos torrenciales procedentes del arco montañoso del NW., y por la margen derecha el Arroyo de Santa Ana y los pequeños aportes de los cauces procedentes de los Altos del Hontanar.

El codo del Lozoya a su entrada en la planicie sedimentaria, ha sido objeto de diversas hipótesis, basadas exclusivamente en aportes y excavaciones fluviales (Franzle 2.6.7). Sin embargo, la rapidez del encajamiento del Umbría (v. 2.4.2) y las fracturas en las inmediaciones del Monasterio de El Paular, (v. 9.2 y 9.3), dan motivos para pensar en un accionamiento tectónico. La terraza superior actual tendría su origen en un abanico de deyección del Lozoya y del Umbría, ocupando toda la anchura del valle. Una parte de la corriente habría desaguado por la vaguada al SE. y otra a lo largo de cauces sobre el abanico. Un hundimiento relacionado con las fracturas citadas desviaría la corriente hacia el N., excavándose el actual cauce a lo largo del límite entre el depósito detrítico y las calizas (v. 5.2.3).

2.4.2 Afluentes de la margen izquierda

Arroyo de la Umbría

Recoque aguas de una cuenca de 18 Km^2 , de los cuales $13,5 \text{ Km}^2$ están drenados por sus afluentes de la margen izquierda, únicos que recibe con corriente continua, es decir:

- Arroyo de la Pedriza, con origen en la Hoya de la Majada
- Arroyo de la Laguna de los Pájaros, en sentido ESE.
- Arroyo de Hoyoclaveles o de Pedrosillo
- Arroyo de Hoyocerrado o de la Nevera
- Arroyo de la Cantera

Los tres últimos tienen un origen en formaciones glaciares del arco NW. y confluyen actualmente a menos de 500 m. de su desembocadura.

Por su derecha el Umbría recibe las corrientes temporales de la vaguada de origen tectónico formada por una fractura NW.-SE. próxima al vértice Cabeza Mediana.

El Arroyo de la Umbría, al haber perdido parte de su cuenca de recepción por la captura del Río de la Angostura (v. 2.4.1), aparece poco encajado hasta su entronque con el Arroyo de La Pedriza. A partir de dicho punto, el perfil del Umbría toma las mismas características del citado arroyo, encajándose en una fractura NW.-SE. hasta la confluencia con el emisario de la Laguna de Los Pájaros, discurriendo a continuación entre sedimentos transportados por accionamientos torrenciales y peligrosos desde las laderas del arco NW. Dichas acumulaciones obligan a la corriente del Umbría a buscar salida a lo largo de la

capa de arenas de facies Utrillas infrayacentes a las calizas cretácicas que afloran al SE. de la planicie sedimentaria.

Al estar la formación cretácica buzada al NW., la excavación en las arenas fue desplazando el cauce del Umbría en dicho sentido hasta alcanzar su posición actual, desmantelando las calizas suprayacentes.

El desplazamiento debió ser bastante rápido al no aparecer restos fluviales entre el cauce antiguo y el actual, aparte de restos de dos pequeños paleocauces en sentido de la máxima pendiente.

Al llegar a las inmediaciones del codo del Lozoya, el reborde calizo aparece arrasado, desviándose el cauce del Umbría 45° hacia su izquierda y desembocando 600 m. aguas abajo en el Lozoya, recibiendo antes el haz ya citado formado por los arroyos Hoyoclaveles o Pedrosillo, Hoyocerrado o de la Nevera y de la Cantera.

Arroyo de El Paular

Recoge los arroyos de Hoyo Poyales y del Carnero, de cursos claramente dirigidos a través de fracturas. En su tramo inferior corre a lo largo de un borde de falla directa en el que aparecen abundantes brechas calizas, y próximo a su desembocadura es atravesado por una fractura del sistema ESE.-WNW. a lo largo de la cual desemboca en el Lozoya actualmente. El tramo inferior posiblemente capturó el haz de arroyos que forma la cuenca superior, que pertenecería antes a la cuenca de la Malosa; actualmente esta cuenca es muy reducida, apenas 4 Km², presentando sin embargo un valle de evacuación notablemente desarrollado.

Arroyo del Artiñuelo

Desemboca en las afueras de Rascafría después de recibir las aguas de una cuenca relativamente amplia, unos 14 Km², drenada por los arroyos de La Redonda y de la Cancha, que recibe unidos por su margen derecha, así como por los arroyos del Cardoso y de las Calderuelas que recibe, también unidos, por su margen izquierda. Esta red está encajada en fracturas, siendo de señalar que ni el Calderuelas ni el Artiñuelo han alcanzado un perfil de equilibrio análogo al de la mayoría de los afluentes de la margen izquierda (v. 7.1). A la altura de Rascafría el Artiñuelo deposita un importante cono de deyección sobre el que se halla construida parte del pueblo.

Arroyo del Gallinero

De escasa cuenca, posiblemente ha sido un antiguo desague del Arroyo Entretérminos, paralelamente al cual discurre en su último tramo.

Arroyo de Entretérminos

Constituye el dren de una cuenca de unos 10 Km², que alcanza la divisoria Duero-Tajo a lo largo de 2 Km. en el Puerto de Malagosto. Desemboca en las inmediaciones de Oteruelo, cortando los sedimentos calizos situados al W. de dicho pueblo. Su cauce, así como el de su afluente Arroyo de las Caseras, está regido por fracturas ESE.-WNW., con un perfil de equilibrio semejante al de la mayor parte de los demás afluentes por la margen izquierda.

Arroyo de la Zarza

De escasa cuenca, estrecha y alargada, su cauce se halla dirigido por fracturación del sistema NW.-SE. El tramo inferior corre a lo largo de los sedimentos de fondo de valle.

Arroyo de la Saúca

Su cuenca de recepción está compuesta de los arroyos de Horcajo, Riajo Burro, Hoyo Cerrado y Varcialengua, que nacen en las proximidades de la divisoria Duero-Tajo orientados por otras tantas fracturas del sistema NNW.-SSE. en las que se asientan importantes circos glaciares (v. 2.2). A partir de su confluencia, en la que interviene una fractura perpendicular al sistema citado, el tramo superior del Arroyo de la Saúca vuelve a estar dirigido por fracturas del mismo sistema, hasta que en su tramo inferior alcanza las formaciones sedimentarias, sobre las que forma un abanico aluvial.

Arroyo de los Hoyos de Pinilla

Tiene su origen en un importante circo glacial (v. 2.1.2) desembocando en Pinilla después de seguir una fractura del sistema NNW.-SSE. en su tramo inferior, recibiendo a lo largo de su recorrido aportes hídricos por la margen izquierda dirigidos por fracturas NNE.-SSW. Es de señalar la que da lugar al Collado del Agua Lisa con características de removilización reciente que no ha dado lugar aún a una curva de equilibrio.

El encajamiento de su tramo inferior en los aportes de fondo de valle está parcialmente enmascarado por las aguas de la cola del embalse de Pinilla.

Arroyo de Navarejo

Tiene su origen en el circo de la Reguera (v. 2.1.2) y en el Puerto de Navafría, desembocando en el área ocupada por las aguas del embalse de Pinilla. Sus dos afluentes, arroyos del Palancar y de la Fuensanta tienen su origen en circos desmantelados.

Arroyo del Villar

Nace en el extremo N. del área de estudio y su tramo medio corre a lo largo de los afloramientos cretácicos en sentido SW., contrario al del Lozoya, hasta su confluencia con éste en el área del embalse de Pinilla. Su principal afluente, Arroyo de la Mata del Tirón, tiene su origen en circos desmantelados y está dirigido por la fracturación NNW.-SSE., análogamente al tramo alto del Arroyo del Villar.

2.4.3. Afluentes de la margen derecha

Arroyo de las Guarramillas

En 2.2.4 se ha expuesto la característica falta de encajamiento de su primer tramo. En su segundo tramo, adopta la pendiente de su afluente el Arroyo Cerradillas, aproximándose notablemente a continuación al perfil del Lozoya (Rio de la Angostura). Dada además la circunstancia de que ambos cauces están alineados, algunos autores consideran el nacimiento del Lozoya en el Alto de las Guarramillas, que por otra parte es el punto más distante del centro de la cuenca del Lozoya, aunque no el más elevado.

Arroyo de Barondillo

Se trata de un arroyo de cuenca reducida, unos 5 Km², originado en un circo desmantelado, y constituye la única corriente continua que drena la ladera N. de la divisoria Lozoya-Manzanares desde Cabezas de Hierro hasta Asómate de Hoyos. La mayor parte del drenaje superficial de esta área es por cauces temporales. Se halla parcialmente encajado en formaciones de la - dera.

Arroyo del Aguilón

Desemboca en el Lozoya 700 m. aguas arriba de su codo hacia el W. Drena una superficie de 20 Km² cuyo límite S. se halla entre Asómate de Hoyos y Najarra, en la divisoria Lozoya-Manzanares. Su curso está condicionado por varias fracturas y su perfil indica la presencia de un umbral de erosión aguas abajo de su confluencia con el Arroyo de la Najarra, es decir, a lo

largo de la garganta del Purgatorio. Su relación con la cuenca inmediata al E., la actual del Arroyo de Santa Ana, se examina a continuación.

Arroyo de Santa Ana

Tiene su cuenca inmediatamente al E. de la del Aguilón con la cabecera en la Sierra de la Morcuera (divisoria Lozoya-Manzanares) desembocando en el Lozoya frente a Alameda del Valle. Mientras sus tramos medio e inferior hasta las proximidades de Cerro Pelado presentan un perfil comparable al de los restantes afluentes que se originan en los Altos del Hontanar, el tramo superior y sus afluentes presentan un perfil sobre la "dachfläcche" o replano alto, de un gradiente muy reducido. Se trata de una captura del Arroyo de Las Hoyuelas, antiguo afluente del Aguilón a través del collado entre Cerro Merino y el Alto de la Morcuera. Al encajarse el Arroyo de Santa Ana en una fractura N.-S., excavando la Garganta de la Angostura, las aguas del arroyo de las Hoyuelas han sido capturadas en el extremo superior de dicha garganta.

Arroyos Navalpino y Pradera del Toro

Originados en las fracturas NNW.-SSE. de la Sierra del Hontanar y Mata de los Ladrones, su encajamiento es somero, con ligeros umbrales a causa de la fracturación NE.-SW. En su tramo inferior se encajan en los afloramientos cretácicos al SE. del Lozoya.

2.5 FORMACIONES DE ORIGEN FLUVIAL Y TORRENCIAL

2.5.1 Conos de deyección

Umbría

El Arroyo de la Umbría forma abundantes depósitos a partir de su confluencia con el emisario de la Laguna de los Pájaros. Este arroyo, así como el Pedrosillo, Nevera y Cantera, han transportado a su vez gran cantidad de material detrítico, procedente en gran parte de los circos glaciares de los que proceden. Previamente a estos aportes torrenciales se han producido en esta área aportes solifluidales (v. 2.23) que han sido parcialmente redistribuidos por las corrientes torrenciales.

Artiñuelo

La formación del cono de deyección de este arroyo a la altura de Rascafría parece estar relacionada con el perfil de los cursos que componen su cuenca, ninguno de los cuales y especialmente el de Calderuelas, parece haber alcanzado su equilibrio (v. 2.4.2), estando en consecuencia en un periodo erosivo. La deposición de sedimentos a una altura de 20 m. sobre el actual cauce del Lozoya parece indicar el encajamiento posterior de este río.

2.5.2 Terrazas

Terrazas del Umbría

En el interfluvio Lozoya-Umbría queda el paleocauce de este arroyo a 1.190 m. y a 35 m. sobre su cauce actual (Fotos 9 y 10). Según se indicó en 2.4.2 el Umbría, a partir del cono fluvioglaciario al E. de El Brezal y Majarrocin hallaría su salida por el borde de la capa buzada de arenas facies Utrillas sobre las que aparece el paleocauce citado.

Los clastos graníticos que aparecen en el paleocauce en proporción del 20% en relación a los gneísicos, procederían del extremo occidental del stock granítico de El Paular y del macizo de Peñalara. Su morfometría indica un transporte fluviotorrencial, aproximándose al fluvioglaciario.

El aspecto de estos clastos ofrece una sorprendente falta de alteración, confirmada por el examen microscópico de secciones delgadas, cuyas fotografías aparecen en el Anejo 7.3

La materia orgánica enterrada junto al paleocauce, obtenida en el corte del Km. 28 de la Carretera de Lozoyuela al Puerto de Navacerrada, resulta de una edad media, determinada por radiocarbono, de 18.300 ± 1.000 años (v. 7.4).

Terraza del Lozoya

Existen en el área de estudio dos niveles de terrazas cuyos escarpes máximos de 4 m. y 12 m. respectivamente aparecen en la derecha del Río Lozoya a partir de su confluencia con el Arroyo Aquilón (v. 2.4.1). La terraza superior se extiende en dirección W. hasta la vaguada que desemboca frente a Oteruelo

del Valle. Hacia el SE. está limitada por la vaguada con sentido NW. a lo largo de las arenas de facies Utrillas infrayacentes a los afloramientos cretácicos.

Presenta inclinación general próxima al 20% hacia el N. y al 12% hacia el W. Sobre ella aparecen restos de cauces con orientaciones en abanico del NNW. al NE. El área más elevada de la terraza está a 40 m. sobre el nivel del Lozoya. La morfometría de los clastos, dentro de la deficiente información que proporcionan los materiales gneísicos, parece indicar un transporte casi torrencial de materiales procedentes de las cuencas del Lozoya y del Aguilón. Se han observado en esta terraza algunas torcas o dolinas por solución de la caliza infrayacente, asentada a su vez sobre arenas permeables.

La terraza inferior, que aparece formando una franja de anchura variable, menor de 100 m., entre el Lozoya y la terraza superior, se ensancha a partir de la vaguada que desemboca frente a Oteruelo y va estrechándose de nuevo hasta terminar en los rebordes cretácicos próximos al embalse de Pinilla. Los materiales gruesos que la forman aparecen más redondeados en las proximidades del Lozoya y muy heterométricos en las inmediaciones y al E. del Arroyo de Santa Ana.



Fotos 9 y 10. Dos aspectos del paleocauce del Arroyo de la Umbría.



2.5.3 Cauces abandonados

En 2.5.2 se han expuesto algunas características de la terraza superior del Lozoya, entre ellas la presencia de restos de cauces abandonados en su superficie de orientación divergente y de un surco o vaguada que la separa de la ladera del Valle del Lozoya.

Los cauces abandonados en superficie se hallan en diverso estado de conservación; en general tiende a mejorar al aproximarse al actual curso del Lozoya, hasta llegar a tener corrientes de agua temporales el que ocupa el lugar más al Este.

Presenta especial interés la vaguada que limita la terraza superior hacia el SE. Esta vaguada, sólo con corrientes temporales de agua en su tramo inferior, se desarrolla a lo largo de las arenas facies Utrillas infrayacentes a las calizas cretácicas, buzadas en este área de 10° a 20°NW. (v. 2.4.2), y se halla alineada con el paleocauce del Umbría que aparece en la terraza descrita en 2.5.2.

La circunstancia de hallarse recubierta esta vaguada de aportes coluviales y también de aportes solifluidales, como son los bloques de gneis procedentes de las laderas inmediatas al SE., hace difícil el estudio de un posible paleocauce infrayacente. Sondeos realizados a 2,5 m. de profundidad en suelos del Subgrupo Udifluents situados en el fonde de la vaguada, supuestamente sobre bloques del paleocauce, permitieron obtener materia orgánica a dicha profundidad, que datada por radiocarbono dió una edad actual (v. 7.4), indicando que el proceso de colmatación parcial ha sido reciente.

2.6 REFERENCIAS DEL CAPITULO 2

1. DERRUAU M., 1966
Geomorfología. 442 p.
Ariel, Barcelona.
2. ELIAS DEL CASTILLO F., 1980
(Comunicación personal)
3. FERNANDEZ NAVARRO L., 1915
Monografía geológica del Valle del Lozoya.
Trabajos del Museo Nac. de Ciencias Naturales, Serie Ecológica, 12, 100 p.
4. BOTCH S.G., 1946
Les névés et l'érosion par la neige dans la partie Nord de l'Oural. (En ruso, trad. C.E.D.F.)
Bull, Soc. Geogr. URSS, LXXVIII (2), 609-611
5. FRANZLE O., 1959
Glaziale und periglaziale formbildung in östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien).
Bonner Geogr. Abhandl. Bonn.
En Estudios Geográficos, 151, 203-233 y 152, 363-409.
(Trad. J. SAGREDO, 1978).
6. HOFER H. von, 1879
Gletscher-und Eiszeitstudien.
S.B. Wissenschaften Wien, Math, Phys, Kl. I. 79
7. OBERMAIER M., CARANDELL J., 1917
Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama.
Trabajos del Museo Nac. de Ciencias Naturales. Serie Geológica, 19, 92 p.
8. ONTANON J.M., 1973
Formaciones superficiales en la Sierra de Guadarrama.
Estudio detallado de la Cuenca Guarramillas-Cerradillas.
Tesis de Licenciatura Fac. Ciencias Geológicas.
Univ. Complutense, Madrid.

9. SANCHEZ EGEA J., 1975
El clima, los dominios climáticos y los pisos de vegetación de las provincias de Madrid, Avila y Segovia.
Ensayo de un modelo fitoclimático.
Anales del Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XXXII (2)
10. TRICART J., CAILLEUX A., 1962
Traité de Géomorphologie. Tomo III. Modelé Glaciaire et Nival. 508 p.
S.E.D.E.S. París.
11. TORNOS F., 1981
Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español).
Tesis de Licenciatura Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.
12. VAUDOUR J., 1979
La Région de Madrid. Altérations. Sols et Paléosols. 390 p.
Ophrys. París.

3. VEGETACION

3.1 VEGETACION POTENCIAL

3.2 RELACIONES CON LA GEOMORFOLOGIA

3.3 REFERENCIAS DEL CAPITULO 3

3.1 VEGETACION POTENCIAL

En el mapa 7.3 se representa la vegetación potencial del área de estudio a partir de datos de Rivas-Martínez (3.3.4).

La relación de la vegetación potencial con los suelos a nivel de "pedodermos" o secuencias, tiene su antecedente en la relación hallada por dicho autor con subtipos y variedades de suelos de Kubiena (3.3.1).

En el presente trabajo dicha relación sería como sigue:

<u>Unidades de Vegetación Potencial</u>	<u>Secuencias de Suelos</u>
Minuartio-Festucion indigestae	
Junipero-Sarothamnetum	Divisoria y "dachflache"
Sub-as. typicum	
Junipero-Sarothamnetum	
Sub-as. pinetosum	Laderas (tramos inferiores)
(var. typica y Genista florida)	
Quercion ilicis-rotundifolia	Sedimentos aluviales y afloramientos calizos

En realidad, los efectos periglaciares en tramos superiores de laderas, especialmente la formación de mantos de cantos y canchales, así como la poca extensión de los afloramientos calizos, altera en cierto grado la relación expuesta.

3.2 RELACIONES CON LA GEOMORFOLOGIA

Partiendo de la citada obra de Rivas-Martínez (3.3.4) se citan a continuación las relaciones entre comunidades características y diversas circunstancias geomorfológicas.

Comunidades rupícolas (Clase *Aspinietea rupestris*, H. Meier, Br. Bl. 1924)

Se hallan sobre los roquedos por encima del piso caducifolio con las siguientes especies características:

- *Saxifraga pentadactylis* Lap. ssp. *willkommianae* (Bss.) Ri
vas-Mart.

- *Hieracium carpetanum* Wk. (incl. ssp. *cannencianum* Pau)

- *Silene boryi* Boiss. ssp. *penyalarimensis* (Pau) Rivas-Mart.

- *Murbeckiella pinnatifida* (Lamk.) Rothm. ssp. *boryi* (Bss.)

Rivas-Mart.

- *Alchemilla saxatilis* Buser

- *Antirrhinum grosii* Font Quer

- *Armeria biguerrensis* (Vic. et Beltran) Rivas-Mart.

- *Centaurea avilae* Pau

La circunstancia de que la *Silene boryi* ssp. *penyalarimensis* sea de origen calcícola, puede hacer pensar en una extensión muy superior a la actual del recubrimiento cretácico destruido por erosión de forma gradual, tardíamente.

En el medio ambiental más extremo se desarrolla el *Saxifragetum willkommianae* Rivas-Mart., 1963 siempre por encima de los 1.800 m.

Comunidades de los pedregales (Clase *Thlaspietea rotundifolii* Br.- Bl. 1947).

En los mantos de cantos del área de estudio aparecen la mayor parte de los endemismos existentes en el Sistema Central, lo que hace suponer a Rivas-Martínez la importancia que debieron tener dichas formaciones, coincidiendo con las conclusiones alcanzadas por Obermaier y Carandell (3.3.2).

El Digitali - *Senecietum carpetani* Rivas-Martínez, 1963 es la asociación pionera y primer estadio entre los 2000 m. y las cumbres, con un especial desarrollo en los canchales sin consolidar del Circo de Peñalara y Guarramas.

La especie más característica de las altas praderas es el *Senecio pyrenaicus* ssp. *carpetanus* (Wk.) Rivas-Martínez, subespecie endémica del Sistema Central a partir del *Senecio pyrenaicus* Loefl. durante o después de las glaciaciones.

En medios de menor competencia (piso del pino silvestre) aparece la asociación endémica *Rumicetum suffrutucosi* Rivas-Martínez, 1963. El *Rumex suffruticosa* Gay parece ser un taxón relictico de la flora de las épocas glaciares, que ha sobrevivido hasta nuestros días gracias a su preferencia por dichos medios.

Comunidades de ventisqueros (Clase *Salicetea herbaceae* Br.Bl. 1947)

Se halla en todas las concavidades por encima de los 1.800 m. desde el Puerto de los Cotos hasta el de Navafría, en el área de estudio. La acumulación de varios metros de nieve

a lo largo del invierno permite un microclima próximo a los 0°C. en el suelo superficial. Se supone que en la última glaciación su extensión fué mucho mayor. El orden Salicetalia herbacea Br.-Bl., 1926 se presenta actualmente muy empobrecido.

Comunidades inundadas temporalmente (Clase Isoeto-nanojuncetea Br.-Bl. et Tx. 1943)

Juncetum nanae Rivas-Martínez, 1963 se halla en las zonas de secadas y borde de lagunas en verano dentro del dominio climácico del Junípero - Sarothamnetum. El Juncus tenageia L. fam. nana P. Cout. es la planta más fiel y característica. Menos constante es la Spergularia rubra L. ssp. capillacea (Kinbd. et Lge.) Rivas-Martínez. Los cinco inventarios del Guadarrama realizados por Rivas-Martínez se hallan dentro del área de estudio.

Comunidades de fuentes y arroyos (Clase Montio-Cardaminetea Br.-Bl. et Tx. 1943)

La temperatura constante a lo largo del año de los manantiales y tramos iniciales de los arroyos de montaña hace que se desarrolle un tipo de vegetación muy independizada de las comunidades vecinas, abundando en ella numerosas Briofitas. La asociación endémica Veronico-Myosotidetum Rivas-Martínez, 1961 coloniza fuentes y cursos iniciales de arroyos.

Comunidades de pastizales higroturbosos (Clase Parvocaricetea Dm Hold & Westhoff 1969)

Las comunidades turbícolas existentes en el área de estudio se pueden incluir en el orden Caricetalis nigrae W. Koch (1926). Rivas-Martínez considera las comunidades de este orden como relictico de otras épocas de dominio boreal más marcado.

Dicho autor (3.3.4) propone la asociación Caricetum carpeta-nae, en la que distingue dos subasociaciones: Parnasia palustris como típica de los auténticos "trampales" o prados higroturbosos, y Carex demissa, formación de menor altitud y más moderna. La primera corresponde a los replanos tectónicos y la segunda a pequeñas vaguadas colmatadas.

Comunidades megafórbicas de montaña (Clase Betulo-Adenostyletea Br.-Bl. 1948)

Se presenta la alianza Adenostylion alliariae Br.-Bl. 1925, aunque muy empobrecida, en algunas fracturas con corrientes de agua accidentadas, origen de un microclima saturado de humedad. Tiene un significado muy marcado de restos de épocas más húmedas y frías.

Pastizales subhigrófilos o "Cervunales" (Clase Nardetea Rivas God. & Borja 1961)

Las praderas de Nardus stricta L. ("cervuno") son el principal soporte nutritivo del ganado durante el periodo estival

En la Sierra de Guadarrama Rivas-Martínez (3.3.4) establece dos asociaciones:

1) Campanulo-Festucetum violaceae, se desarrolla típica entre 1.700 y 2.350 m. en hondonadas y contrapendientes, donde la nieve dura hasta primeros de Julio a veces. Las especies dominantes son:

- Festuca violacea Gand. var. iberica Hack.
- Nardus stricta L.
- Campanula herminii Hoff et Lk.
- Jasione perennis Lamk. ssp. carpetana (Bss.) Rivas-Mart.

2) Luzulo-Juncetum ellmanii, se presenta en lugares aún más húmedos que la asociación anterior debido al elevado nivel freático. Las especies dominantes son:

- Nardus stricta L.
- Luzula campestris L. ssp. carpetana Rivas-Mart.
- Juncus squarrosus L. ssp. ellmanii Maire et Weiler

Esta asociación tiene mayor amplitud de altitud que la anterior apareciendo desde los 1.500 m.

Pastizales psicoxerófilos alpinizados (Clase Caricetea curvulea Br.-Bl. 1926)

El orden Festucetalia indigestae Rivas-Mart., 1963 es endémico de la Cordillera Central y resulta vicariante meridional del Caricetalia curvulae Br.-Bl., 1926 que se extiende en

los Alpes silíceos, Pirineos y Montes Cantábricos.

El alejamiento del glaciario Cuaternario y la consiguiente termoxericidad de las divisorias del área de estudio ha determinado que muchas de las antiguas especies boreoalpinas hayan mutado, y con los residuos de aquella vegetación convivan otras especies llegadas en los periodos de dominio climático oceánico o mediterráneo.

Entre las especies del Minuartio-Festucion indigestae Rivas-Mart. 1963 se encuentran tres endemismos del Sistema Central muy típicos del área de estudio:

- Hieracium Myriodenum Bss. et Reut.
- Erysimum ochroleucum DC. ssp. penyalarensis (Pau) Rivas-Mart.
- Armeria caespitosa Ortg.

Ocupan superficies aplanadas en las divisorias.

La asociación Hieracio-Festucetum indigestae Rivas-Mart. 1963 incluida en esta alianza, se desarrolla en áreas cubiertas por mantos de cantos. La fuerte inclinación es un obstáculo para su desarrollo pues el arrastre del suelo por el agua o la nieve - convierte a estos pedregales en más aptos para el desarrollo de otras comunidades.

Bosques de Pinus silvestris y piñales (Clase Nardo-Callunetum Prsg. 1949)

Comprende dos Ordenes: Nardetalia Prsg. 1949 y Calluno-Ulicetalia (Quanti 1939) Tx. 1937, ligadas por factores ecológicos y climáticos determinantes, como son suelos ácidos ricos

en humus distróficos, y un clima oceánico o suboceánico, con precipitaciones generalmente superiores a 800 mm.

Para Rivas Goday y Borja (3.3.3) y Rivas-Martínez (3.3.4) el Orden Nardetalia debe considerarse como una subclase independiente, agrupando a las comunidades con hemicriptifitas dominantes correspondientes a los suelos más profundos y húmedos.

El Orden Calluno-Ullicetalia está representado en el área de estudio por:

- Genista florida L. ssp. florida
- Adenocarpus hispanicus (Lamk.) DC.
- Erica arborea L.
- Juniperus communis L. ssp. communis
- Genistion purgantis TX. 1958 (Sarothamnus purgantis)

El piorno, Sarothamnus purgans (L.) Gr. Godr., y la genista o Cytisus purgans, parecen tener un origen periglacial mediterráneo según Rivas-Martínez .

Ocupa manchas relativamente grandes dentro del área de estudio en altitudes máximas que varían de 1.950 m. en orientaciones N. a 2.300 m. en orientaciones a mediodía (Foto 11).

Sub. as: pinetosum. Bosques naturales de Pinus silvestris. El estado actual de la posible flora subalpina en el Guadarrama es probablemente relictos pero también cabe pensar en la existencia de formaciones más próximas a los tipos subalpinos en las postrimerías del último período glacial, desaparecidas con los dominios de las floras mediterránea y atlántica.

Al actual pino silvestre del Guadarrama , Rivas-Martínez (3.3.4) lo considera de origen natural pero favorecido por el hombre en las zonas inferiores a expensas del roble. El límite superior en cambio no ha pasado de los 2.100 m. que como máximo supone alcanzaba su climax, dependiendo esta altitud de orientaciones más o menos favorables.

Bosques caducifolios (Clase Querco-Fagetea Br.-Bl. et Vlieger 1937)

La orla caducifolia aparece en el área de estudio a partir de los 1.000 m. de altitud y se asienta sobre sedimentos detríticos en laderas y en fondos de vaguada.

Dentro de la Clase Querco-Fagetea se agrupan los bosques caducifolios centroeuropeos, favorecidos por suelos eutrofos, con materiales de partida relacionados con calizas mesozoicas.

Los árboles que aparecen formando parte de esta clase son:

- *Quercus pyrenaica* Will.
- *Fraxinus angustifolia* Vahl.
- *Betula pubescens* Ehrh. ssp. *celtiberica* (Rothm. et Vasc.)
- *Populus tremula* L.
- *Populus nigra* L.
- *Ulmus caprinifolia* Gled.
- *Ulmus scabra* Mill
- *Ulmus glutinosa* L.

Una especie característica es el *Ilex aquifolium* L., relativamente frecuente en los pinares de *Pinus silvestris* que ahora ocupan el área de los bosques caducifolios.



Foto 11. Genista colonizando un manto
de bloques.

3.3. REFERENCIAS DEL CAPITULO 3

1. KUBIENA W.L., 1952
Claves sistemáticas de suelos. 388 p.
C.S.I.C. Madrid
2. OBERMAIER H., CARANDELL J., 1917
Nuevos datos para la extensión del glaciario en la Cordillera Central.
Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 17, 213-252
3. RIVAS GODAY S., BORJA J., 1961
Estudio de Vegetación y Flócula del Macizo de Gúdar y Javalambre.
Anales Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XIX, 3-550.
4. RIVAS-MARTINEZ S., 1963
Estudio de la vegetación y flora de las Sierras de Guadarrama y Gredos.
Anales Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XXI, 5-330

4	<u>SUELOS</u>
4.1	<u>CARACTERIZACION Y CARTOGRAFIA</u>
4.2	<u>MICROMORFOLOGIA</u>
4.3	<u>DEDUCCIONES GENETICAS</u>
4.4	<u>PALEOSUELOS</u>
4.5	<u>REFERENCIAS DEL CAPITULO 4</u>

4.1 CARACTERIZACION Y CARTOGRAFIA

En el mapa 8.4 aparecen los suelos del área de estudio agrupados en asociaciones cartográficas, (Vink 4.5.15) a nivel de familia referidos a 10 "pedons" fundamentales descritos en el Anejo 7.2.

Desde el punto de vista genético los suelos del área se pueden referir a los siguientes "pedodermos" (Butler 4.5.4) o secuencias características.

Secuencia en divisorias y "dachfläche"

En esta secuencia las temperaturas medias anuales de algunos suelos son notablemente inferiores a 8°C, la crioclastia es intensa y los efectos de la solifucción, muy acusados. Asociados con elementos gruesos y bloques de una gran heterometría al pie de los taludes de derrubios, existen pequeñas áreas de suelos detríticos, formando complejo con depósitos más finos originados por soliflucción. Aparece así la asociación - Cryopsammets líticos con Cryorthents y Cryochrepts también líticos, de familias dominantes esqueléticas francas y francas gruesas, de mineralogía mezclada, y reacción próxima a la acidez.

Las superficies en las que no existen taludes de derrubios aunque sí canchales y mantos de cantos, favorecen las formaciones de suelos con alguna evolución y fuerte desaturación,

ayudada esta por aguas de deshielo infiltradas a través de los mantos de bloques. Estos suelos forman complejo con suelos brutos someros, es decir, aparece la asociación Cryochrepts - Cryorthents, ambos líticos, con familias francas finas en el primer caso y esqueléticas francas en el segundo, con reacción próxima a la acidez.

En áreas de divisoria a altitudes menos elevadas, es decir, por debajo de los 2.000 m., la temperatura media anual del suelo va adquiriendo valores iguales o superiores a 8°C. Aparecen suelos ligeramente más evolucionados en la asociación Dystrochrepts típicos - Udorthents típicos y líticos, con familias texturales esqueléticas francas, mineralogía mezclada y reacción de los Udorthents que puede llegar a ser ácida.

En el replano superior, o "dachfläche" del arco NW. donde se asienta gran parte de los circos glaciares del área de estudio, entre 1.900 y 2.100 m., los Cryochrepts y Cryorthents aparecen frecuentemente asociados a Cryumbrepts énticos, es decir, suelos rankeriformes AC, con textura de franca gruesa a arcillosa. En estos últimos casos las arcillas pueden proceder de lenguas solifluídales, con gran proporción de caolinita, dando lugar a familias silíceas. En pequeñas cuencas cerradas, como son las relacionadas con circos, los Cryumbrepts son ácidos, de familias texturales finas, con fases ácuicas.

Secuencia en laderas.

En altitudes inferiores a los 1.900 m. y orientación N aparecen Cryorthents y Udorthents asociados, con familias texturales

esqueléticas francas y francas gruesas. La orientación influye notablemente en la temperatura del suelo originando una asimetría altitudinal en la ubicación de unidades de grandes grupos análogos. Los suelos de subgrupos Haplumbrepts típicos y líticos de familia textural franca gruesa, aparecen preferentemente en el área cubierta por Quercion pyrenaica y forma complejo con Udorthents típicos y líticos.

En áreas con alguna erosión, los horizontes de mull forestal no alcanzan el espesor necesario para constituir horizontes Gmbricos y los Haplumbrepts se convierten en Dystrochrepts, aunque en muchos casos coexisten suelos pertenecientes a estos dos grandes grupos dentro de un mismo complejo, acompañados de suelos pertenecientes a los subgrupos Udorthents típicos y líticos, de familias francas gruesas, mineralogía mezclada y temperatura mésica.

Secuencia sobre afloramientos calizos.

Cuando los efectos erosivos son escasos, aparecen los Hapludolls énticos, familia franca gruesa mezclada mésica, asociados con Eutrochrepts líticos, típicos y aun fluvénticos, según profundidad de suelo o procesos acumulativos. Cuando existen procesos erosivos acentuados, desaparecen los Hapludolls, transformándose gradualmente en Udorthents típicos y líticos, de familias texturales gruesas, reacción caliza y temperatura mésica, formando asociaciones análogas a las anteriormente expuestas.

Secuencia sobre depósitos aluviales.

Las terrazas aparecen relacionadas con afloramientos calizos en su límite Sur y también con calizas infrayacentes, según se ha indicado en 2.5.1. Sobre ellas se han formado complejos de familias francas, mineralogía mezclada y reacciones no ácidas y calizas, con temperatura mésica.

En las terrazas bajas, alejadas de dichos afloramientos, aparecen asociados Dystrochrepts fluvénticos, Udifluvents ácuicos y Udorthents típicos, familias francas, mineralogía mezclada, reacción no caliza y temperatura mésica.

A lo largo de los diversos cauces del Lozoya, abandonados al encajarse en el codo actual, aparecen Udifluvents y Udorthents ácuicos, familias de texturas francas, mineralogía mezclada, no ácidas, asociadas con Udorthents típicos de familias con análogos características.

4.2 MICROMORFOLOGIA

En el anejo 7.2 se incluyen fotografías de doce láminas delgadas correspondientes a horizontes de las unidades edáficas de referencia en la secuencia sobre laderas.

Las características predominantes pueden definirse como siguen en los Dystrochrepts de dicha secuencia:

Contexturas básicas granulares en horizontes de granulometría gruesa, tanto superiores como inferiores, con esqueleto mineral formado por fragmentos de cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasa.

Frecuente alteración de biotita, con depósito de hierro alrededor de los fragmentos.

Los cutanes de meteorización aparecen orientados alrededor de algunos granos del esqueleto. Existen en horizontes Bw contexturas porfiroesqueléticas.

Los arcilanes son muy escasos y discontinuos, procedentes por lo general de la descomposición de biotita.

Son frecuentes las características de arrastre, como la presencia de pápulas y granos del esqueleto mineral con manchas de óxido de hierro.

Los saprolitos de origen paleoclimático aparecen con mayor intensidad en determinadas áreas, incluyéndose entre ellos fragmentaciones de plintita (observable a escala macroscópica en los bordes del recubrimiento cretácico).

Se describen a continuación en terminología de Brewer (4.5.3), las fotografías 12, 13 y 14 de láminas delgadas obtenidas en los horizontes AB, Bw y BC de un suelo del suborden Dystrochrepts típicos, familia franca fina mezclada mésica, a 1.200 m. de altitud, con pendiente del 12%, orientación E.

HORIZONTE A3

Esqueleto mineral muy abundante formado por fragmentos de rocas de distinta naturaleza que se encuentran sin alterar. El plasma está impregnado de materia orgánica. La contextura es porfiroesquelética. Se observan algunos agregados con forma marmelonada, numerosos restos vegetales, partículas carbonizadas, fitolitos, esclerocios y excrementos de edafofauna. El humus es mull heterogéneo (Jongerius y Rutherford 4.5.7) con moder y mul ácido. La microestructura es esponjosa.

HORIZONTE Bw

Contextura porfiroesquelética con predominancia de rocas metamórficas, en general muy alteradas, que llegan a alcanzar tamaños superiores a 10 mm., con abundancia de biotita y características de micaesquisto; sin embarco, los granos minerales son relativamente pequeños. Aparecen fragmentos de arrastre que contienen óxidos de hierro, así como algunos opacos con luz transparente y rojos con luz oblicua, es decir, fracciones de plintitas evolucionadas a horizontes petroféricos.

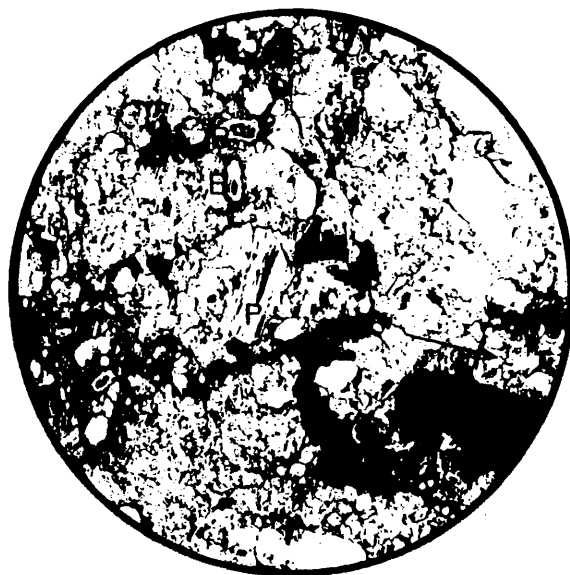
La contextura es suelta, con frecuentes cavidades interconectadas. Los restos vegetales son profusos, con abundantes cortes transversales de raíces. Algunos restos presentan un ligero ataque de hongos; también se observan hifas. Asimismo se observan algunos ferriarcelanos tapizando huecos, con fuerte orientación continua, cuyo posible origen es la meteorización de la biotita.

Se encuentran granos de cuarzo con manchas de óxidos de hierro, alguna pápula y nódulos de sesquióxidos de contorno difuso, característicos de suelos transportados por roturas y posterior arrastre de los cutanes en el caso de las pápulas.

HORIZONTE BC

Contextura porfiroesquelética esquelsépica muy típica de Braunerde, poco densa. Esqueleto mineral abundante, formado por fragmentos de rocas metamórficas, con predominio de gneises granos minerales de cuarzo, mica, feldespatos, granates y silimanitas. Fragmentos alóctonos con óxidos de hierro. Agregados frecuentes. Contextura poco densa. Cavidades interconectadas, grietas y bioporos. Restos vegetales abundantes teñidos por flobáfenos. Se observa actividad biológica.

La meteorización no es intensa y hay evidencia de aportes de material entre los granos minerales del esqueleto, constituido por saprolitos correspondientes a climas anteriores, según Riedel y Schmidt-Lorentz (4.5.11). El aporte de material de este horizonte es en su mayor parte de distinta naturaleza que el de horizontes suprayacentes.



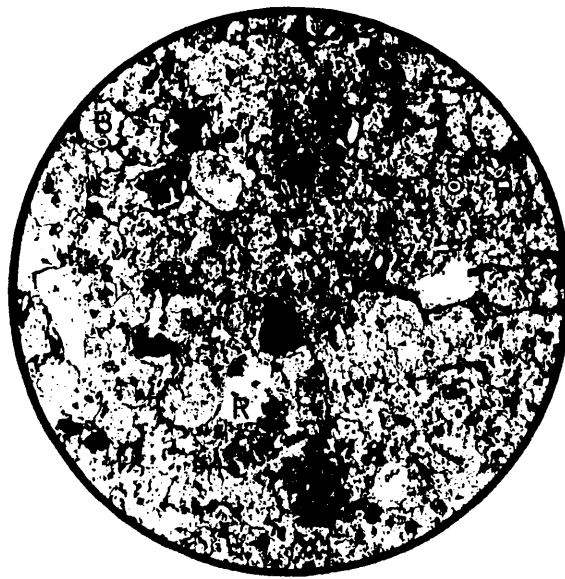
2 mm.

Foto 12. DYSTROCHREPTS TIPICOS, corte delgado
del horizonte AB.

P partícula quemada integrada en un agregado

B biporo

Los huecos están en negro



2 mm.

Foto 13. DYSTROCHREPTS TIPICOS, corte delgado
del horizonte Bw

R saprolito de clima anterior al actual

B bioporo

Los huecos están en negro



2 mm.

Foto 14. DYSTROCHREPTS TIPICOS, corte delgado
del horizonte BC

R fragmento de roca

B bioporo

Los huecos están en negro

4.3 DEDUCCIONES GENÉTICAS

Los suelos descritos aparecen poco desarrollados en relación a la actividad climática actual. La podsolización no se manifiesta ni por la presencia de horizontes de eluviación (no imprescindibles, por otra parte, para la caracterización de Spodosoles) ni por la acumulación de hierro libre en la proporción suficiente, siguiendo Soil Taxonomy (4.5.14). La abundante rubefacción tiene orígenes diversos ajenos a la podsolización.

La diversidad de orígenes de los suelos rojos ha sido señalada por Guerra (4.5.6). Benayas et al. (4.5.2) atribuyen parte de la rubefacción existente en el área de estudio a la asociación de los minerales de arcilla con el hierro liberado por la alteración de biotitas. Los ferriarcilanes formados se orientan fácilmente a favor de la esquistosidad del material. Mediante la utilización del microscópico electrónico ha sido posible detectar la presencia de minerales biotíticos muy orientados sin alterar, la liberación de hierro, la formación de ferriarcilanes y su orientación.

Los mismos autores indican que existen además, frecuentemente, pequeñas fases de hidromorfismo en profundidad que pueden facilitar la movilización del hierro en estado ferroso para formar después cantidades muy significativas de hierro férrico, causantes de rubefacción. Este proceso estaría favorecido por el elevado grado de fracturación de los gneises, especialmente los de las facies Morcuera. Las pendientes acentuadas serían

la causa de que, a los procesos citados se incorporase el del drenaje oblicuo.

Schwertmann y otros (4.5.13) afirman que la formación holocena de hematita en los suelos parece posible bajo un clima templado no xérico, con temperaturas medias anuales hasta de 7°, en materiales de partida gruesos y permeables, con lo cual no parece necesario recurrir a la existencia de periodos interglaciares para explicar la rubefacción de suelos en Europa Central.

Existen sin embargo en el área de estudio suelos rojos en superficies de extensión no cartografiable, cuya posición estratigráfica indica una edafogénesis alejada del Cuaternario, cuya interpretación se expone en 4.4.

La ausencia de horizontes argílicos con desarrollo suficiente para alcanzar los límites establecidos en Soil Taxonomy (4.5.5), ha merecido la atención de Gallardo y otros (4.5.5). Las actuales características climáticas no son propicias a la formación de este tipo de horizontes, originados normalmente bajo otros regímenes termoxéricos por eluviación de horizontes superiores o por formación in situ de arcilla. Su ausencia incide en lo expuesto sobre el origen de la rubefacción, en el sentido de confirmar un predominio climático actual en los procesos edáficos.

Por último, las características de procesos de arrastre en suelos de la secuencia laderas son frecuentes tanto en

los relativamente evolucionados (Dystrochrepts) como en los más frecuentes (Udorthents). Ello indica que los arrastres se han producido a lo largo de un periodo de tiempo dilatado y no de forma continua, puesto que durante la existencia del horizonte Bw el movimiento ha debido ser nulo o muy reducido.

Los corrimientos de tierra no son raros en la actualidad (4.5.9).

4.4 PALEOSUELOS

Los suelos de los cuales pueden proceder los saprolitos y las formaciones edáficas relictas observables al microscopio en láminas delgadas (4.7.2) sólo han podido ser localizados en puntos protegidos por la cobertera caliza cenomaniense.

Molina (4.5.8), señala como todo el Macizo Hercínico de la Península Ibérica ha estado afectado por una o varias alteraciones profundas de tipo intertropical. Estas alteraciones de origen pretriásico, previas al Butsandstein según Virgili et al. (4.5.16) no aparecen después de la base de Mioceno, por lo cual la transgresión albiense las recubrió ampliamente. Sin embargo, el primero de los autores citados no cree posible afirmar si las profundas alteraciones recubiertas por el cenomaniense son las antiguas alteritas pretriásicas o si se han formado durante el Cretácico.

Los estudios de Alonso (4.5.1), indican que las alteritas en el Cretácico medio pueden proceder tanto de las aportaciones sedimentarias continentales como de alteraciones en dichos sedimentos, posteriormente fosilizados por transgresión marina.

Los horizontes petroféricos visibles en las arenas albienses facies Utrillas del área de estudio, parecen confirmar la presencia de un clima tropical durante la sedimentación correspondiente (Foto 15).

En los cortes de los afloramientos cretácicos al S. del embalse de Pinilla aparecen fases continuas plintitizadas en horizontes C de suelos Udertherts que al aproximarse a la superfi

cie acarcavada del suelo se transforman gradualmente en horizontes petroféricos a causa de una mayor incidencia del proceso de desecación, mientras que en profundidad aparecen alternantes con horizontes caoliníticos (Foto 16).

En el proceso de formación bajo clima tropical sería siguiendo el esquema del cuadro de la página siguiente, según Schmidt-Lorentz (4.5.12).

En las proximidades de la desembocadura del arroyo de las Cerradillas en el Lozoya, a 1.500 m. de altitud, Riedel (4.5.10) ha señalado depósitos de saprolitos caoliníticos amarillentos de formación profunda que actualmente forman horizontes C de Dys-trochrepts fluvénticos y que constituirían material metaestable homogeneizado no rubefactado (Foto 17).

La localización de estos depósitos no aparece actualmente relacionada con restos de cobertera cretácica, aunque sí lo está con un conjunto de grandes fracturas según se puede observar en el par estereoscópico 9.1.

Teniendo en cuenta que la alteración tropical del Macizo Hercínico tuvo lugar en época de distensión, cabe suponer una formación preferente de los citados saprolitos en grandes grietas del zócalo, quedando fosilizados posteriormente en ellas mientras duró la compresión causante del plegamiento alpino. Un nuevo proceso de distensión estaría liberándolos actualmente.

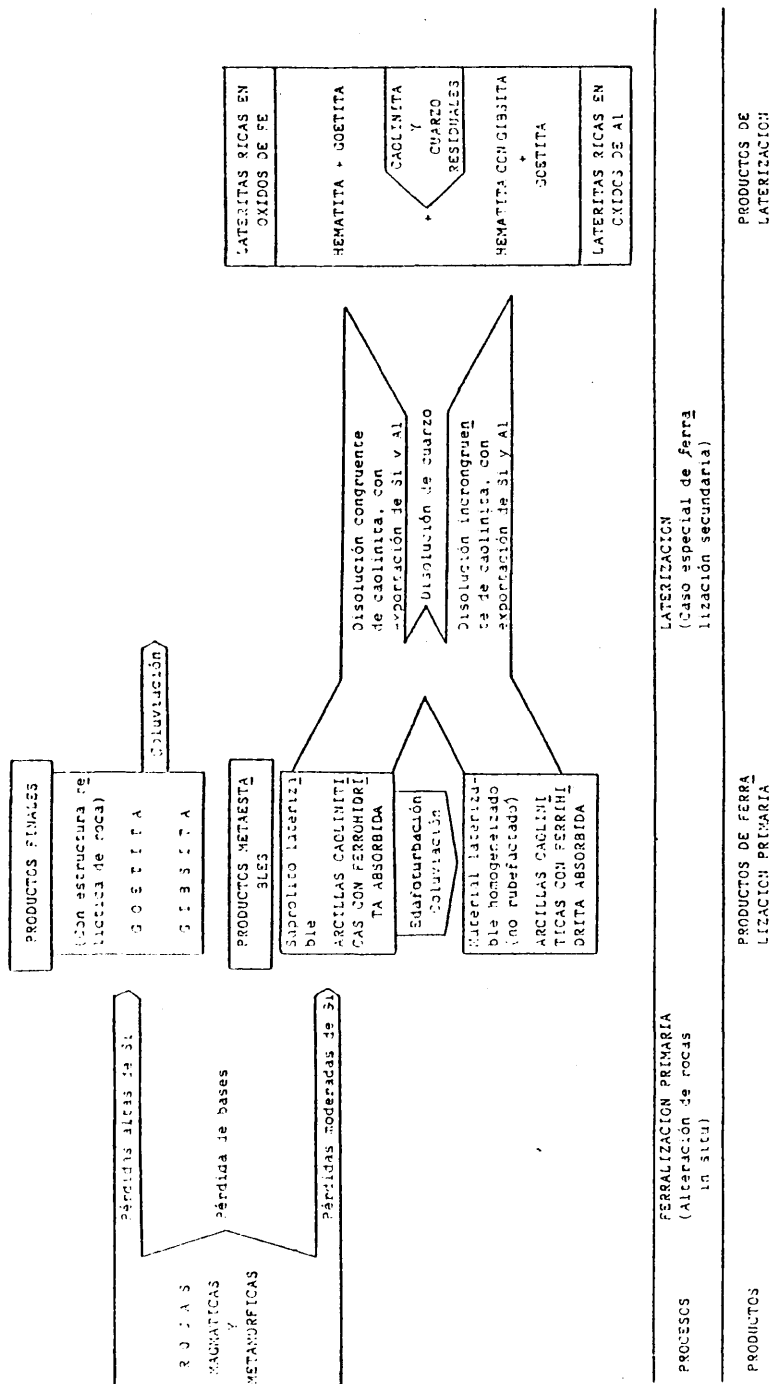




Foto 15. Horizontes petroféricos en arenas
de la facies Utrillas



Foto 16. Paleosuelo fosilizado por la cobertera
caliza cretácica



Foto 17. Sapolitos caolinísticos amarillentos
de formación profunda en el horizonte C
de un suelo actual.

4.5 REFERENCIAS DEL CAPITULO 4

1. ALONSO A., 1981
El Cretácico de la Provincia de Segovia. 271 p.
Seminario de Estratigrafía. Serie Monográfica nº7
Fac. Ciencias Geológicas, Univ. Complutense, Madrid.
2. BENAYAS J., GARCIA GONZALEZ M.T., GUERRA A., 1981
Procesos de rubefacción de la Sierra de Guadarrama.
Anales de Edafología y Agrobiología, 40 (5-6),
865-878.
3. BREWER R., 1976
Fabric and mineral analysis of soils. 482 p.
Friegeer Publishing Company, Huntington, New York.
4. BUTLER B.E., 1982
A new system for soil studies.
The Journal of Soil Science, 33 (4), 581-595
5. GALLARDO J., ALEIXANDRE T., GUERRA A., 1981
Horizontes argílicos en suelos sobre rocas intrusivas
y metamórficas de la Sierra de Guadarrama.
Anales de Edafología y Agrobiología, 40 (7-8),
1088-1100.
6. GUERRA A., 1972
Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio
y clasificación. 255 p.
C.S.I.C., Madrid.
7. JONGERIUS A., RUTHERFORD G.K. 1979
Glossary of Soil Micromorphology.
Pudoc, Wageningen, Holanda.
8. MOLINA E., BLANCO J.A., 1980
Quelques précisions sur l'altération du Massif Her-
cynien espagnol.
Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris,
290, Série D, 1293-1296.
9. REAL SOCIEDAD ESPAÑOLA DE ALPINISMO PEÑALARA, 1932
Un desprendimiento en Peñalara.
Peñalara, 22, 158.

10. RIEDEL W., 1980
(comunicación personal)
11. RIEDEL W., SCHMIDT-LORENTZ R., 1970
Micromorphological investigation on relictic soils of the Cordillera Central (Spain).
Proc. Vth. Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology, Granada, vol. II. 1187-1198
12. SCHMIDT-LORENTZ R., 1977
Macro and micromorphogenesis of tropical soils and weathering products within and outside the modern tropics.
Proc. Vth. Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology, Granada.
13. SCHWERTMANN U., MURAD E., SCHULZE D.G., 1982
Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas?
Geoderma, 27, 209-223
14. SOIL SURVEY STAFF, 1975
Soil Taxonomy, 754 p.
Agriculture Handbook n°436, Soil Conservation Service, U.S.D.A., Washington D.C.
15. VINK A.P., 1963
Aspects de Pédologie Appliquée. 174 p.
A la Baconnier, Neuchatel.
16. VIRGILI C., PAQUET H., MILLOT G., 1974
Altérations du sousbassement de la couverture permotrisique en Espagne.
Bull. Groupe Fr. Argiles, XXVI, 277-285.

- 5. RESUMEN Y CONCLUSIONES
- 5.1 ASPECTOS EDAFOLOGICOS
- 5.2 ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS
 - 5.2.1 Glaciarismo
 - 5.2.2 Periglaciarismo
 - 5.2.3 Acción fluvial
- 5.3 OTROS ASPECTOS
 - 5.3.1 Edad de formaciones y procesos
 - 5.3.2 Neotectónica
- 5.4 REFERENCIAS DEL CAPITULO 5

5.1 ASPECTOS EDAFOLOGICOS

Existen cinco aspectos edafológicos a destacar en el área de estudio.

- a) Paleosuelos fosilizados por la cobertera caliza cretácica (v. 4.4).
- b) Saprolitos de origen paleoclimático en suelos de la secuencia en laderas (v. 4.2).
- c) Características micromorfológicas de arrastre en suelos de dicha secuencia (v. 4.2).
- d) Falta de desarrollo genético en los suelos actuales (v. 4.3).
- e) Depósitos de saprolitos caoliníticos (v. 4.4).

De los cuales se pueden obtener las siguientes deducciones:

Al presentar los saprolitos de origen paleoclimático señala dos en b) características análogas a los suelos fosilizados por la cobertera cretácica visibles en los actuales afloramientos en el fondo de valle, que se señalan en a), se puede deducir una desaparición relativamente reciente de dicha cobertera cretácica en áreas distantes a los afloramientos de fondo de valle ahora visibles. Ello está de acuerdo con las deducciones que Rivas-Maítínez hace a partir de la extensión de la *Silene boryi* ssp. *penyalariense*, de origen calcícola (v.3.2)

Es de destacar que las calizas cretácicas del área de estudio, al estar asentadas sobre arenas facies Utrillas, son muy susceptibles al desprendimiento, de no hallarse en posición próxima a la horizontal o fosilizadas por sedimentos posteriores.

Las características micromorfológicas de arrastre en suelos de la secuencia laderas indicadas en c) se hallan tanto en horizontes C de suelos jóvenes, como en horizontes Bw (v. 4.1 y 4.2) indicando una falta de estabilidad en laderas durante un periodo de tiempo dilatado. Ello está en línea con la falta de desarrollo genético de los suelos, señalada en d); por las características climáticas expuestas en 2.3 los suelos del área de estudio podrían alcanzar incluso la degradación podsolica (Kubiena 5.4.2), máxime teniendo en cuenta las condiciones climáticas que debieron existir en episodios de la última glaciación, las cuales evidentemente no se reflejan en los suelos actuales.

La presencia de saprolitos caoliníticos en la confluencia de los arroyos Cerradillas y Guarramillas parece estar originada en la liberación, por distensión de fracturas, de restos de alteraciones tropicales en el Macizo Hercínico de edad cretácica o precretácica (v. 4.4).

5.2 ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS

5.2.1 Glaciarismo

a) Situación de los circos.

Los circos glaciares más importantes se hallan en las proximidades de la divisoria Duero-Tajo, es decir, en el Macizo de Peñalara y en el arco montañoso NW., y sus ejes suelen coincidir con fracturas transversales a dichas divisorias.

Algunos circos aislados de pequeñas dimensiones aparecen relacionados con divisorias secundarias de direcciones N.-S. a NE.-SW. Este tipo de circos es el que se puede encontrar a menores altitudes (v. 2.1.2).

En todos los casos se confirma la influencia predominante en la acumulación de nieve de los vientos del W. y del NW. (v. 2.1.3).

b) Relieve interior de los circos.

En todos los circos aparecen deformaciones de origen tectónico en su relieve interno, consistentes en escalonamientos por juego de fallas y removilización de fracturas.

La entidad de estas formaciones suele guardar relación con la amplitud de las formaciones afectadas. En algunos casos han llegado a constituir el factor básico para la formación de sistemas de circos relacionados entre sí (v. 2.1.2 y 2.1.3).

c) Morrenas

Los límites inferiores de altitud de las morrenas correspondientes a los circos más importantes, se hallan a altitudes análogas, teniendo en cuenta que algunas de ellas aparecen

remodeladas o dispersadas por accionamientos nivales y solifluidales (v. 2.1.1).

Las morrenas a niveles más altos, caso de tener características glaciares, parecen estar relacionadas con modificaciones del relieve, como ocurre en el Macizo de Peñalara, mientras que otras no parecen tener un origen claramente glaciario, por la morfología de sus materiales (v. 2.1.2).

El seccionamiento de morrenas está relacionado frecuentemente con fracturas axiales de los circos correspondientes. En algunos casos se producen seccionamientos a lo largo de otras fracturas (v. 2.1.2).

5.2.2 Periglaciarismo

Los efectos periglaciares aparecen actualmente con carácter restringido en relación a la extensión que, a juzgar por las formaciones correspondientes, alcanzaron en épocas próximas a la formación de los circos glaciares (v. 2.2.1).

En el proceso de degradación de los circos glaciares desempeñan un papel importante los fenómenos de geliflucción y crioclastia que causan el desmoronamiento de morrenas ladera abajo y remodelan con pendientes más suaves escarpes y umbrales (v. 2.1.3).

Algunas vertientes regladas o de Richter se han conservado excepcionalmente hasta la actualidad, hallándose sólo afectadas por la removilización del sistema de fracturas del área (v. 2.2.4).

Otros fenómenos periglaciares de menor incidencia en el relieve como los surcos de nivación, pequeñas coladas solifluidales y "pip crakes" continúan produciéndose con alguna frecuencia hasta una altitud de 1.500 m. (v. 2.3).

5.2.3 Encajamiento fluvial

En 2.4 se ha expuesto la relación entre la red de fracturas y el encajamiento de las corrientes hídricas superficiales.

Los perfiles de dichas corrientes expuestos en 7.1, muestran que gran parte de ellas está lejos de haber alcanzado su curva de equilibrio, circunstancia más acentuada en los tramos correspondientes a capturas.

Mención especial corresponde al codo del Lozoya (V. 2.4.1) al que está asociada la rápida traslación del cauce del Umbría a su emplazamiento actual (v. 2.4.2). En los pares estereoscópicos 9.2 y 9.3 se pone de manifiesto la red de fracturas cuyo juego dió lugar al cauce actual a través de un área cuya estabilidad tectónica es muy débil (v. 5.3.2). Las características del material detrítico del cauce alto abandonado del Umbría y la materia orgánica con él relacionada constituyen fuente de información valiosa para establecer dataciones (v. 5.3.1).

5.3 OTROS ASPECTOS

5.3.1 Edad de formaciones y procesos

Los niveles de morrenas entre 1.700 y 1.800 m. de altitud pueden considerarse pertenecientes a un mismo periodo glaciario con fluctuaciones en la acumulación de nieve causadas por diferentes intensidades eólicas (v. 5.2.1).

Otros niveles de morrenas de morfología glaciario a más de 2.000 m. se habrían formado en un periodo glaciario posterior de menor intensidad, con una altitud de nieves perpetuas de unos 2.150 m., que no habría afectado la mayor parte de la "dachfläche" por su altitud inferior (v. 2.1.3).

No parece haber existido un periodo importante más cálido que el actual después de las últimas manifestaciones glaciares que haya afectado la génesis de los suelos (v. 4.3 y 4.4).

Las deformaciones de origen tectónico en circos y morrenas se registran desde su formación hasta la actualidad (v. 2.1.2 y 5.2.1).

El encajamiento de las corrientes hídricas en la red de fracturas parece ser, así mismo, un proceso ininterrumpido postglaciario que aún no ha alcanzado en diversos tramos su equilibrio (v. 5.2.3).

Los depósitos detríticos de la terraza del Umbría, así como la materia orgánica enterrada en ella, son de época reciente y las características de sus clastos indican un transporte fluvio-torrencial aproximándose al fluvio-glaciario (v. 2.5.2). El origen

de esa terraza a causa de la formación del codo del Lozoya y encajamiento del Arroyo de la Umbría, no parece tener ningún motivo climático (v. 2.4.1 y 2.5.2).

Suponiendo por sus características que una parte sustancial de materiales de dicha terraza procede de los principales cir^{cos} glaciares del Macizo de Peñalara y primer tramo del arco NW., cabe pensar que el proceso de degradación de esos cir^{cos} esta relacionado con una edad de 18.300 ± 1.000 años (v. 2.5.2) lo que supondría, en relación a las glaciaciones alpinas, un periodo postwürmiense, lo cual vendría a indicar una coincidencia entre el origen de los cir^{cos} objeto del presente estudio y el Würm.

La formación de un circo glaciar a más de 2.000 m. (v. 2.1.2 y 2.1.3) estaría relacionada con uno de los últimos estadios de esa glaciación.

En general las formaciones actuales habrían borrado formaciones glaciares anteriores de análoga o menor extensión, supuesto que no lo hubieran hecho ya accionamientos tectónicos. De otras posibles formaciones más extensas no habrían llegado a la actualidad huellas fácilmente identificables. Sin embargo, las dimensiones de algunas concavidades sólo parcialmente ocupadas ahora por formaciones glaciares relativamente completas, pueden indicar un periodo frío previo en que alcanzaron mayores extensiones (v. 2.1.3).

5.3.2 Neotectónica

La mayor parte de las modificaciones del relieve expuestas a lo largo de este trabajo están relacionadas con removilización de fracturas, que frecuentemente dan lugar a fallas de gravitación, a veces escalonadas.

El hundimiento en el codo del Lozoya supone un desplazamiento en vertical del orden de 25 m. El juego de la fractura E.-W. del Macizo de Peñalara sería la causa de una falla con un desnivel de 80 m. Los escalones que aparecen en las concavidades de otros circos suelen presentar valores más reducidos (v. 2.1.2). El replano que aparece cortando formaciones glaciares al NE. del vértice Peñalara, donde se hallan las pequeñas lagunas de este nombre (v. 2.1.3) parece estar relacionado con la "dachfläche" y con el escalonamiento del Macizo de Peñalara condicionante de las formaciones glaciares al S. del vértice. (v. 2.1.2).

La sobreelevación de dicho Macizo de Peñalara en relación a la planicie de cumbres estabilizada desde el Mioceno Superior (v. 1.5.1), parece haber coincidido, al menos parcialmente, con el periodo glaciario que originó los principales circos estudiados, lo que pondría de manifiesto una evolución muy rápida de su relieve durante el Cuaternario. Los estudios gravimétricos de Rosales et al. (5.4.4) demuestran la posibilidad de sobreelevaciones de bloques en otras áreas de la Sierra de Guadarrama, si bien las cifras que manejan son muy inferiores a las estimadas para la sobreelevación de Peñalara. La velocidad de ascenso en este caso sería próxima a 1 cm/año, es decir, a las más altas que se citan (Mattauey 5.4.3).

Otras áreas emergentes sobre la "dachfläche", como Cabezas de Hierro y La Najarra en el tramo montañoso meridional, podrían tener un origen análogo, aunque al no existir una relación clara con formaciones glaciares resulta difícil establecer una hipótesis sobre su evolución a lo largo del Cuaternario.

Las consecuencias de la inestabilidad tectónica del área a lo largo del Cuaternario han sido sin duda el origen de la mayor parte de las modificaciones del relieve, a través de fallamientos intermitentes, pequeños grabens y fisuras, tal como los describe Billings (5.4.1). En las fotografías 18 y 19 se puede apreciar el aspecto de removilización reciente que presenta el límite occidental del "stock" granítico de El Paular (v. 1.5.3).

Una manifestación subactual de inestabilidad tectónica ha sido el desplome parcial del Monasterio de El Paular como consecuencia del terremoto de Lisboa de 1755.

En el par estereoscópico 9.2 se puede apreciar el sistema de fracturas que afecta al área y como una de ellas, de dirección E.-W. es tangente a extremo N. del Monasterio, el más destruido por el hundimiento.

Fotos 18 y 19.
Fractura removilizada
en el límite occidental
del "stock" granítico
de Rascafría-El Paular



5.4 REFERENCIAS DEL CAPITULO 5

BILLINGS M.P., 1965
Geología Estructural. Cap, XII; 209-337
Edit. Univ. de Buenos Aires.

KUBIENA W.L. 1952
Claves Sistemáticas de Suelos. 310-338
C.S.I.C. Madrid

MATTAUER M., 1976
Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Cap. 16.3., 436-439.
Omega. Barcelona.

ROSALES R., CARBO A., CADAVID S., 1977
Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales.
Boletín Geológico y Minero, 88

17

6. BIBLIOGRAFIA GENERAL

- ALBAREDA J.M.^a, ASENSIO I., 1945
 Contribución al estudio de los suelos silíceos españoles.
Anales Instituto de Edafología y Fisiología Vegetal, 4 (1)
- ALEIXANDRE T., PINILLA A., GARCIA GONZALES M.^a T., 1981
 Procesos de alteración de minerales en suelos de la Sierra de
 Guadarrama.
Anales de Edafología y Agrobiología, 40 (11-12), 1879-1896.
- ALIA M., 1972
Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la
Meseta espagnole.
 24 International Geological Congress, Montreal, Sect. 3,
 265-272.
- ALIA M., MENENDEZ AMOR J., VIDAL BOX C., 1957
Guadarrama - Massif de Peñalara.
 Livret-Guide de l'excursion C3 y C4 . Vth Internat. Congress
 INQUA. Madrid-Barcelona
- ALIMEN H., SOLE SABARIS L., VIRGILI C., 1957
Comparaison des formations glaciaires des versants meridional et septentrional des Pyrenées.
 Résumé des Communications. Vth. Internat. Congresss INQUA.
 Madrid-Barcelona.
- ALONSO A., 1981
El Cretácico de la Provincia de Segovia. 271 pp.
 Seminario de Estratigrafía. Serie Monográfica nº7. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.
- AMERICAN SOCIETY OF AGRONOMY 1965
Methods of Soil Analysis.
- APARICIO A., CASQUET O., BARRERA J.L., 1973
 Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría
 (Sistema Central español).
Estudios Geológicos, 29, 479-487.
- APARICIO A., BARRERA J.L., CARBALLO J.M., PEINADO M., TINAO J.M. 1975.
Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español. 145 p.
 Memorias del Instituto Geológico y Minero, 88.

ARENILLAS PARRA M., SAAVEDRA J., ARRIBAS A., 1975
Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila.
Bol. Geol. y Min., 86, 232-243

ARENILLAS PARRA M., MARTINEZ DE PISON E., 1977
Las gargantas meridionales del alto Gredos
V Coloquio de Geografía. Granada. 29-33.

ASENSIO I., ONTARON J.M., 1975
Depósitos torrenciales de aspecto fluvioglaciario.
Estudios Geológicos, 31, 365-367

BARD J.P., CAPDEVILLA R., MATTE Ph., 1970
Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques
et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne
Centrale)
C.R. Acad. Sci. Paris, 270, 2630-2633.

BARD J.P. et al. 1971
Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en
el Guadarrama Oriental (Sistema Central Español).
Acta Geologica Hispanica, 6 (2), 46-48

BECHTEL L.T., SCHUYLENBORG J., van, 1971
Methods for the Analysis of Soils. 156 p.
Laboratory of Soil Genesis of the Department of Regional Science,
Wageningen, Holanda.

BENAYAS J., GUERRA A., 1972
Contribution to the micromorphological study of red mediterranean soils in Spain.
3rd. Internat. Work Meeting Soil Micromorphology. Varsovia.

BENAYAS J., GARCIA GONZALEZ M^a. T., GUERRA A., 1981
Procesos de rubefacción en la Sierra de Guadarrama
Anales de Edafología y Agrobiología, 40 (5-6), 863-878.

BENAYAS J., GALLARDO H., PINILLA A., 1981
 Movilidad del plasma en suelos de la Sierra de Guadarrama
 (Madrid)
Anales de Edafología y Agrobiología, 40 (7-8), 1039-1058

BERNALDO DE QUIROS C., 1915
 Guadarrama.
Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica, 11, 44 p.

BILLINGS M.P., 1965
Geología Estructural
 Edit. Univ. de Buenos Aires.

BIRKELAND P.W., 1974
Pedology, Weathering and Geomorphological Research. 285 p.
 Oxford Univ. Press.

BIROT P., 1937
 Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama Occidental.
Ann. de Géogr., 46, 25-42.

BIROT P., SOLE SABARIS L., 1954
Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. 37 p.
 Instituto Juan Sebastian Elcano C.S.I.C., Madrid

BISHOFF L., SCHAFER G., SCHAFER G., SCHMIDT K., WALTER R., 1973
 Zur Geologie des mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien).
Forsch. Geol. Palaont. Munster, 28, 27-35

BOULAIN J., 1980
Pédologie appliquée. 215 p.
 Masson et Cie. Paris.

BOTCH S.G., 1946
 Les névés et l'érosion par la neige dans la partie Nord de l'Oural.
 (En ruso, trad. C.E.D.P.)
Bull. Soc. Geogr. URSS, LXXVIII (2), 609-611

- BREWER R., 1976
Fabric and mineral analysis of soils. 482 p.
 Krieger Publishing Company, Huntington, Nueva York
- BRONGER A., 1976
Zur Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf
 Palao-pedologischer und Bodengeographischer Grundlage. 268 p.
 Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universitat Kiel,
 Alemania.
- BORSCHKE K.U., 1971
 Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen
 Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel.
Die Erde, 102.
- BUTLER R.E., 1982
 A new system for soil studies
The Journal of Soil Science, 33 (4), 581-595.
- CADAVID A., 1977
 Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional
 de la Sierra de Guadarrama.
Boletín Geológico y Minero, LXXXVIII (6), 494-496.
- CALDERON ARANA S., 1885
 Ensayo Orogénico sobre la Meseta Central de España
Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, 14, 131-172
- CAPDEVILLA R., CORRETGE G., FLOOR P., 1973
 Les granitoides varisques de la Meseta Iberique
Bol. Soc. Geol. France, 15, 209-228
- CASTELLO R., ALONSO J., 1970
 Arcillas glaciares de Peñalara.
Anales de Edafología y Agrobiología, 29, 631-642.
- CLIFFORD E., 1968
Glacial and Periglacial Geomorphology.
 Edward Arnold Ltd. Londres.

CORCHON RODRIGUEZ F., 1976
Estudio hidrogeológico del Cretácico en los alrededores de
Torrelaguna.
Boletín del Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas
40, 189 p.

CHAMBERLIN T.C., 1897
The method of multiple working hypotheses.
Journal of Geology, 5, 837-848

CHIKISHEV A.G., 1973
Landscapes indicators. New Techniques in Geology and Geography.
Traduc. del Ruso por J.P. Fitasimons.
Consultants Bureau. Nueva York Londres

DAVIES J.L., 1960
Landforms of cold climates. 200 p.
The M.I.T. Press, Massachusetts, EE.UU.A.

DE PEDRO HERRERA F., 1956
Estudio geoquímico de los granitos de la Sierra del Guadarrama.
Tesis Doctoral Fac. de Ciencias. Univ. Complutense. Madrid.

DE PEDRO HERRERA F., SANCHEZ-VEGA CASTILLO I., 1957
Relaciones entre la fisiografía y las facturas de la Sierra
del Guadarrama (España Central). 14 p.
Sociedad Española para el Progreso de las Ciencias. Madrid.

DEMEK J., 1972
Manual of detailed geomorphological mapping. 344 p.
Academia, Praga.

DERRUAU M., 1966
Geomorfología. 442 p.
Ariel, Barcelona.

DOORNKAMP J.C., CUCHLAINE A.M.K., 1971
Numerical Analysis in Geomorphology 383 p.
St. Martins Press. Nueva York.

- DOUGLAS L.A., 1980
The use of soils in estimating the time of the last movement of faults.
Soil Sci., 129 (6), 345-352
- DUCHFOUR F., 1968
L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils. 94 p.
Masson et Cie., Paris.
- DYLIC J., 1964
Eléments essentiels de la notion de "periglaciaire"
Biul. Peryglac., 14, 111-132 (Varsovia)
- ELIAS DEL CASTILLO F., 1980
Gradientes climáticos en el Valle Alto del Lozoya
(comunicación personal)
- EMBERGER L., 1969
Vade-Mecum pour le relevé méthodique de la végétation et du Milieu. 169 p.
Editions C.N.R.S. Paris.
- ERHART H., 1956
La genèse des sols en tant que phénomène géologique. 90 p.
Masson et Cie., Paris.
- ESPEJO R., 1975
La alteración de las rocas en los medios naturales.
Monografías de la E.T.S. Ingenieros Agrónomos nº 32. Univ. Politécnica de Madrid.
- FAIRBRIDGE R.W., 1968
The Encyclopedia of Geomorphology. 1.295 p.
(Encyclopedia of Earth Sciences Serie, vol. 3.)
Reinhold, Nueva York.
- FERNANDEZ CASALS M.J., 1974
Significado geotectónico de la formación de gneises de la Morcuera.
Studia Geológica, 7, 87-106.

FERNANDEZ NAVARRO L., 1915
Monografía geológica del Valle del Lozoya
Publicaciones de la Junta de Ampliación de Estudios. Museo de
Ciencias Naturales. Serie Geológica, 12, 100 p.

FRANZLE O., 1959
 Glaziale und periglaziale formbildung in ostlichen Kastilischen
 Scheidegebirge (Zentralspanien).
 Bonner Geogr. Abhandl. Bonn.
 En Estudios Geográficos, 151, 203-233 y 152, 353-409. (Trad.
 J. Sagredo, 1978).

FRANZLE O., 1976
Relazione tra processi pedogenetici attuali e fosili.
Grupo di Studio Quaternario Paduano, Quaderno n°3.
 Litografia Massanza e Sinchetta, Torino.

FEBREL T., FUSTER J.M.^a, DE PEDRO F., 1958
 Hoja 484, Buitrago de Lozoya. 103 p. y mapa.
 Instituto Geológico y Minero. Madrid.

FINKL C.W.J.R., 1980
 Stratigraphic principles and practices as related with soil
 mangles.
Catena. 7 (2-3).

FITZPATRICK E.A., 1971
Pedology. 306 p.
 Oliver & Boyd, Edimburgo.

FUSTER J.M.^a, APARICIO A., CASQUET C., GARCIA CACHO L., HORA A.
 PEINADO M., 1974
 Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifási-
 cos del Sistema Central Español.
Bol. Geol. y Min, 85, 595-600

FUSTER J.M.^a, GARCIA CACHO L., 1971
 Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama Orienta
 (Sistema Central Español).
Acta Geológica Hispánica, VI (5), 123-130.

GALLARDO J., ALEIXANDRE T., GUERRA A., 1981
 Horizontes argílicos en suelos sobre rocas intrusivas y metamórficas de la Sierra de Guadarrama.
Anales de Edafología y Agrobiología, 40 (7-8), 1088-1100.

GANDULLO J.M., SANCHEZ PALOMARES O., 1976
 Contribución al estudio ecológico de la Sierra de Guadarrama.
Anales INIA. Serie Recursos Naturales, 2.

GARY M., Mc. AFEE Jr. R., WOLF C.L., 1974
Glossary of Geology. 805 p.
 American Geological Institute, Washington D.C.

GARZON M.G., PEDRAZA J., UBANELL A.G., 1982
 Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama).
Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, 74, 475-495.

GERASIMOV I.P., GLAZOVSKAYA M.A., 1965
Fundamentals of Soil Science and Soil Geography. 381 p.
 Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.

GUERRA A., 1972
Los suelos rojos de España. Contribución a su estudio y clasificación.
 C.S.I.C., Madrid.

HENIN S., 1957
 Etude sur le gel du sol.
U.G.I. Ass. Int. Hydrol. Sc. Toronto, IV 259-265.

HERNANDEZ-PACHECO E., 1925
Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica.
 Congreso de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, Salamanca, vol. II, 119-134.

HERNANDEZ-PACHECO F., 1930
Sobre localizaciones de glaciares en el Guadarrama.
Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 30

HOFER H., von, 1879
Gletscher-und Eiszeitstudien
S.B. Wissenschaften Wien, Math. Phys, Kl, I, 79

HOYOS DE CASTRO A., GONZALEZ PARRA J., 1969
Estudio genético de algunos suelos de la Sierra de Guadarrama
I. Tipos de suelos en función de las características geológicas, botánicas y climáticas. II Composición mecánica de los suelos y naturaleza de la materia orgánica.
Anales de Edafología y Agrobiología, 38 (1-2), 25-47 y 38 (5) 399-397

HOYOS DE CASTRO A., AREVALO P., 1973
Estudio de la alteración de unas biotitas procedentes de la Sierra de Guadarrama.
Bol. Geol. y Min, 84, 162-170.

HOYOS DE CASTRO A., PALOMAR M^a. L., HERNANDO COSTA J., 1979
Estudio genético del suelo tipo del Alto de los Leones (Madrid)
Anales de Edafología y Agrobiología, 38, 751-761

HOYOS DE CASTRO A., PALOMAR M^a. L., FERNANDEZ BERMEJO C., 1979
Desarrollo del suelo sobre material silíceo en función del tiempo, clima y vegetación.
Anales de Edafología y Agrobiología, 38, 763-777.

HUBSCHMAN J., 1975
Morphogenèse et pédogenèse quaternaires dans le piemont des Pyrénées Garonnais et Arigeoises. 745 p.
Lib. Honoré Champion, Paris.

JACKSON M.L., 1958
Soil Chemical Analysis.
Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

JONGERIUS A., RUTHERFORD G.K., 1979
Glossary of Soil Micromorphology
Pudoc. Wageningen.

JURY W.A., BELLANTOUNI B., 1976
Heat and water movement under surface rocks in a field soil.
I Thermal effects. II Moisture effects.
Soil Sci. Soc. Am. Journal, 40, 505-513

KILMER V.J., ALEXANDER L.T., 1949
Methods of making mechanical analysis in soils
Soil Sci., 68, 15-24

KLEBELSBERG R., 1948
Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.
Viena.

KUBIENA W.L., 1952
Claves sistemáticas de suelos. 388 p.
C.S.I.C., Madrid.

LOPEZ RUIZ J., APARICIO A., GARCIA CACHO L., 1975
El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). 127 p.
Memorias del Instituto Geológico y Minero nº86. Madrid.

LLIBOUTRY L., 1964
Traité de Glaciologie. 418 p.
Masson et Cie. París.

LLÓPIS LLADO N., 1946
Los movimientos corticales intracuaternarios del NE. de España.
Estudios Geológicos, 3, 181-237

MACPHERSON J., 1888
Del carácter de las dislocaciones en la Península Ibérica
Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, XVII,
123-165.

MALLADA L., 1890
Explicación del Mapa Geológico de España. vol 2.
(Sistemas Cambriano y Siluriano).
Instituto Geológico y Minero. Madrid.

MARTINEZ DE PISON E., ARENILLAS PARRA M., 1976
El problema de la sobreexcavación glaciaria
Estudios Geográficos, 145, 407-434

MATTAUER M., 1976
Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre.
Omega. Barcelona

MATTHEWS J.A., 1980
Some problems and implications of C^{14} dates from a podzol buried
beneath an end moraine at Haugabreen southern Norway.
Geografiska Annaler, 62 (3-4), 185-208

MEHRA O.P., JACKSON M.L. 1960
Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-cytrate
system buffered with sodium bicarbonate.
Clays and Clay Minerals, 7, 317-327

MOLINA E., BLANCO J.A., 1980
Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien Espagnol.
Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. 290, Série D.
1293-1296.

NAVIDAD M., PEINADO M., 1977
Facies volcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema
Central Español).
Studia Geol., 12, 137-159

NAVIDAD M., 1979
Las series glandulares del sector Central del Macizo Ibérico
Estudios Geológicos, 35, 31-48

OBERMAIER H., CARANDELL J., 1917
Nuevos datos para la extensión del glaciario cuaternario en
la Cordillera Central.
Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 17, 213-252

OBERMAIER H., CARANDELL J., 1917
Los glaciares cuaternarios de la Sierra Guadarrama.
Trabajos del Museo Nac. de Ciencias Naturales, Serie Geológica,
19, 92 p.

ONTAÑON J.M., 1973
Formaciones superficiales en la Sierra del Guadarrama. Estudio detallado de la cuenca Guarramillas-Cerradillas.
 Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.

ONTAÑON J.M., ASENSIO I., 1974
El circo nivoglaciario del Collado Siete Picos en la Sierra de Guadarrama.
 Actas de la I Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario, Madrid, 113-117.

OWENS L.B., WATSON J.R., 1979
 Rates of weathering and soil formation on granite in Rhodesia.
Soil Sci. Soc. Amer. Journal, 43 (1), 160-166

PAGE W.D., WALSH J.P., 1974
 The direct use of pedogenic soils to date fault movement.
Geol. Soc. Am. Abstracts, 6 (7), 902-903.

PARDEE J.T., 1950
 Late Cenozoic Block Faulting in Western Montana.
Bull. Geol. Soc. of Amer., 61, 359-406

PARGA PONDAL J.R., 1969
 Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico.
Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage, 37, 15 p.

PEDRAZA J., 1978
Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama.
 Tesis Doctoral Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense, Madrid.

PEDRAZA J., 1980
El medio natural de la Sierra de Guadarrama.
 Actas del Coloquio Hispano-Francés sobre las Areas de Montaña 353-377.
 Ministerio de Agricultura, Madrid.

PEECH et al., 1947
Circular letter 757 USDA, 8 p.
 U.S. Department of Agriculture, Washington

PEECH H., COWAR R.L., BAKER S.H., 1962
 A critical study of BaCl_2 - trietanolamine and the ammonium acetate methods for determining the exchangeable H content of soils.
Soil. Sci. Soc. Amer. Proceedings, 26, 40-47.

PEINADO M., 1973
Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado.
 Tesis Doctoral Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense.
 Madrid.

PENCK A., 1894
 Das klima Spaniens während der jungeren tertiär periode under Diluvial periode. 134 p.
 Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlín
 En Estudios Geográficos, VIII, 317-324.

PENK W., 1972
Morphological Analysis of Landforms.
 Hafner P.C.N., Nueva York

PEREZ GONZALEZ A., VILAS MINONDO L., BRELL PARLADE J.M., BERTOLIN PEREZ M., 1971
Las Series Continentales al Este de la Sierra de Altomira.
 I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Madrid
 vol. I, 357-376.

PRADO C., 1864
Descripción física y geológica de la Provincia de Madrid. 219 p
 Junta General de Estadística de Madrid, Madrid.

REAL SOCIEDAD ESPAÑOLA DE ALPINISMO PEÑALARA, 1932
 Un desprendimiento en Peñalara
Peñalara, 22, 158.

- RIDDER N.A., JENSEN G.L., 1960
Indirect evidence for transcurrent faulting and some examples
from New Zealand and the Netherlands.
Univ. of Wageningen Tech. Bull., 15
- RIEDEL W., SCHMIDT-LORENTZ R., 1977
Micromorphological investigations of relictic soils of the
Cordillera Central (Spain)
Proc. Vth. Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology.
Granada, vol. II, 1187-1198.
- RIEDEL W., 1980
Saprolitos caoliniticos en el valle superior del Lozoya.
(Comunicación personal).
- RIVAS GODAY S., BORJA J., 1961
Estudio de Vegetación y Flórua del Macizo de Gúdar y Javalam
bre.
Anales Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XIX, 3-550.
- RIVAS-MARTINEZ S., 1963.
Estudio de la vegetación y flora de las Sierras de Guadarrama
y Gredos.
Anales Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XXI, 5-330.
- ROSALES F., CARBO A., CADAVID S., 1977
Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicacio
nes corticales.
Boletín Geológico y Minero, 88
- RUHE R.V., 1969.
Principles for dating pedogenic events in the Quaternary.
Soil Sci., 107, 398-402.
- RUIZ DEL CASTILLO J., 1976
Contribución al estudio ecológico de la Sierra de Guadarrama.
Cap. IV. La Vegetación.
Anales INIA. Serie Recursos Naturales, 2, 75-94
- RUIZ ZAPATA M.B., ACASO DELTELL E., 1981
Contribución al estudio del cuadro vegetal y climático durante
el Cuaternario reciente en el Macizo de Gredos (Avila).
Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 79, 299-307.

- SAEFTEL H., 1961
Paleogeographia del Albense en las cadenas celtibéricas de España.
Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 63. 163-192.
- SANCHEZ EGEA J., 1975
El clima, los dominios climáticos y los pisos de vegetación de las provincias de Madrid, Avila y Segovia. Ensayo de un modelo fitoclimático.
Anales del Instituto Botánico A.J. Cavanilles, XXXII (2)
- SCHAFER G., 1969
Geologie und Petrographie in Ostlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien).
Forsch. Geol. Palaont. Munster, 10, 207 p.
- SCHENK E., 1955
Die Periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden.
Eiszeitalter und Gegenwart, VI, 170-184.
- SCHMIDT-LORENTZ R., 1977
Soil reddening through hematite from plinthitized saprolite.
Joint Inter-Congress Meeting of Comm. IV and V of Int. Soc. Soil Sci. "Classification and Management of Tropical Soils".
Kuala Lumpur, Malasia.
- SCHMIDT-LORENTZ R., 1977
Macro and micromorphogenesis of tropical soils and weathering products within and outside the modern tropics.
Proc. Vth. Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology.
Granada.
- SCHRODER E., 1930
Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien).
Beitrage zur Geologie des Westlichen Mediterrangebietes, 4
En Publ. Extr. Geol. Esp., IV 235-294. (Trad. por M. San Miguel de la Cámara, 1948).

SCHUMM S.A., MOWLEY M.P., 1973
Slope-morphology.
 Dowden-Huntchinson & Ross Inc. Stroudsburg, Pennsylvania.

SCHWARZBACH H., 1974
Das Klima der Verzeit. 380 p.
 Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.

SCHWENZNER J.A., 1937
 Zur morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. 128 p.
 Geogr. Abhandl., Stuttgart.
 En Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 41, 121-147 (Trad. por
 C. Vidal Box, 1943).

SCHWERTMANN U., MURAD E., SCULZE D.G., 1982
 Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of
 axeric temperature areas?
Geoderma, 27, 209-223.

SOERS E., 1972
 Estratigrafía y geología estructural de la parte oriental de
 la Sierra de Guadarrama.
Studia Geológica, IV, 7-94.

SOIL SURVEY STAFF, 1975
Soil Taxonomy 754 p.
 Agriculture Handbook n°436, Soil Conservation Service, U.S.D.A.
 Washington D.C.

SOLE SABARIS L., 1954
 España Geografía Física
 En TERAN M., Geografía de España y Portugal 500 p.
 Montaner y Simón S.A., Barcelona

SOMMER W., 1965
Stratigraphie und tektonik in Ostl-Guadarrama-Gebirge (Spanien).
 Geologisch Paläontologischen Institut, Munster.

SPARKS W.B., 1971
Rocks and Relief.
 Longmans, Londres

STOOPS G., ALTERMULLER H.J., BISDOM E.B.A., DELVIGNE J.,
 DOBROVOLSKY V.V., FITZPATRICK E.A., PANEQUE G., SLEEMAN J.,
 1979.
 Guidelines for the description of mineral alterations in soil
 micromorphology.
Pédologie, XXIX (1), 121-135

TORNOS F., 1981
Petrología de las rocas metamórficas del Alto Valle del Lozo
ya (Sistema Central Español).
 Tesis de Licenciatura Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Comple-
 tense, Madrid.

TORNOS F., CASQUET C., 1981
 Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el
 alto valle del Lozoya (Sistema Central Español).
 (En prensa, Cuadernos de Geología Ibérica).

TORRENT J., BENAYAS J., 1977
 Origin of gibbsite in a weathering profile from granite in
 West-Central Spain.
Geoderma, 19, 37-49

TRICART J., CAILLEUX A., 1962
Traité de Géomorphologie. Tomo III.- Modelé glaciaire et nival.
 508 p.
 S.E.D.E.S. Paris

UBANELL A.G. 1976
 Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende en relación con
 los "decrochements" destrales tardihercínicos.
Com. Ser. Geol. Portugal, 60, 53-68

VADOUR J., 1979
La Région de Madrid. Altérations, Sols et Paléosols. 390 p.
 Ophrys, Paris.

VINK A.P., 1963
Aspects de Pédologie Appliquée. 174 p.
 A la Baconnier, Neuchatel.

VIRGILI C., PAQUET H., MILLOT G., 1974
 Altérations du sousbassement de la couverture permotriasique
 en Espagne.
Bull, Groupe Fr. Argiles, XXVI, 277-285.

VIRKALA K., 1969
Les variations climatiques en Europe et en Afrique durant le
Quaternaire et leur incidence sur les types de dépôts contem-
poraines.
 Comm. VIII Congres INQUA, vol, II. 710-714.

WALKLEY A., BLACK I.A., 1934
 An examination of the Degtjareff method for the determining
 soil organic matter and a proposed modification of the chro-
 mic acid titration method.
Soil Sci., 37, 29-38

WERNERT P., 1947
 Restos de formaciones glaciares diluviales en la Cuerda Larga
 de la Cadena Meridional del Guadarrama.
Estudios Geográficos, 27, 401-410.

178

7. ANEJOS

7.1 PERFIL DE LAS CORRIENTES HIDRICAS SUPERFICIALES

7.2 UNIDADES EDAFICAS DE REFERENCIA

7.3 MICROMORFOLOGIA DE CLASTOS

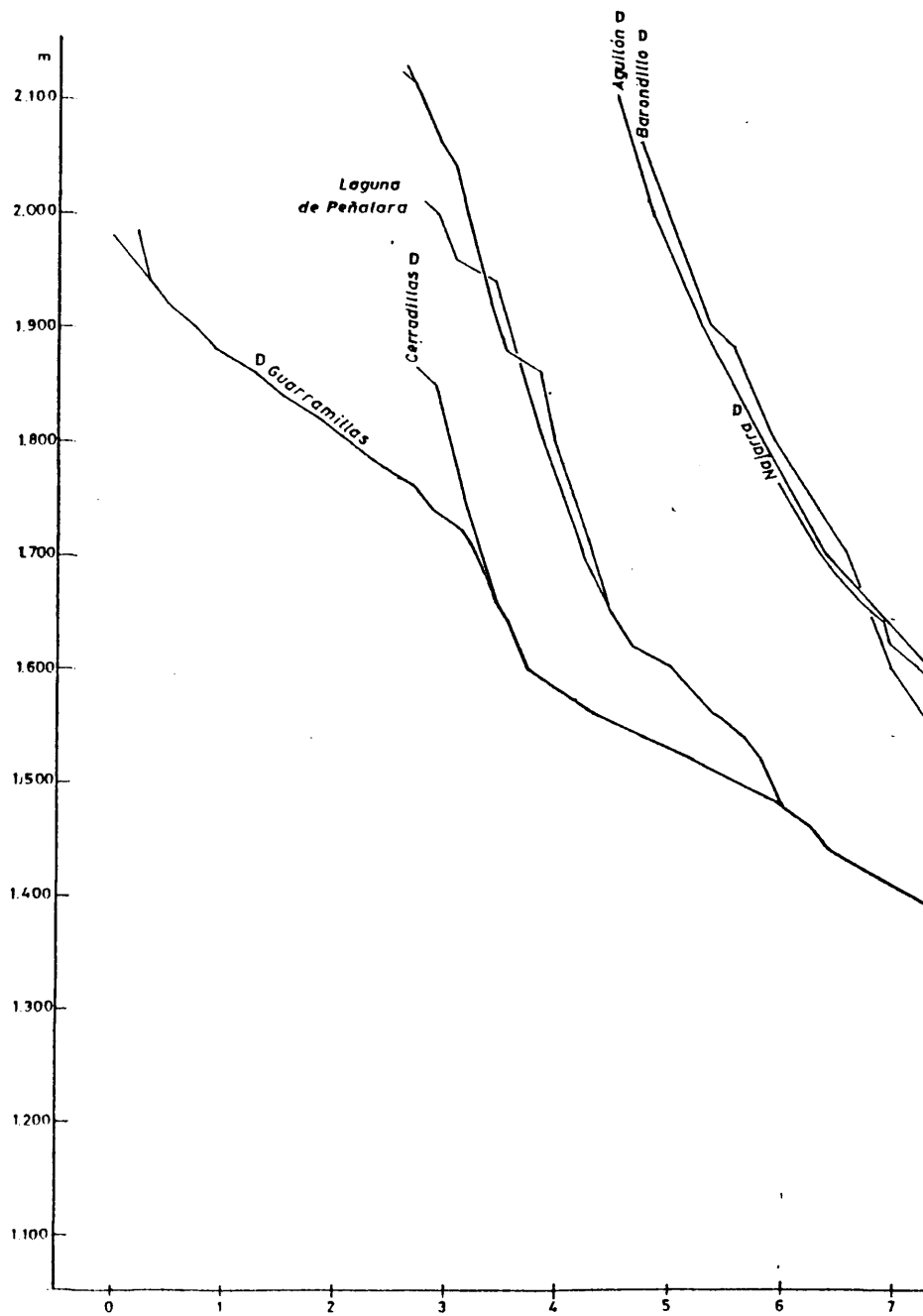
7.4 DATAION POR RADIOCARBONO

7.1 PERFIL DE LAS CORRIENTES HIDRICAS SUPERFICIALES

180

7.2 UNIDADES EDAFICAS DE REFERENCIA

151.

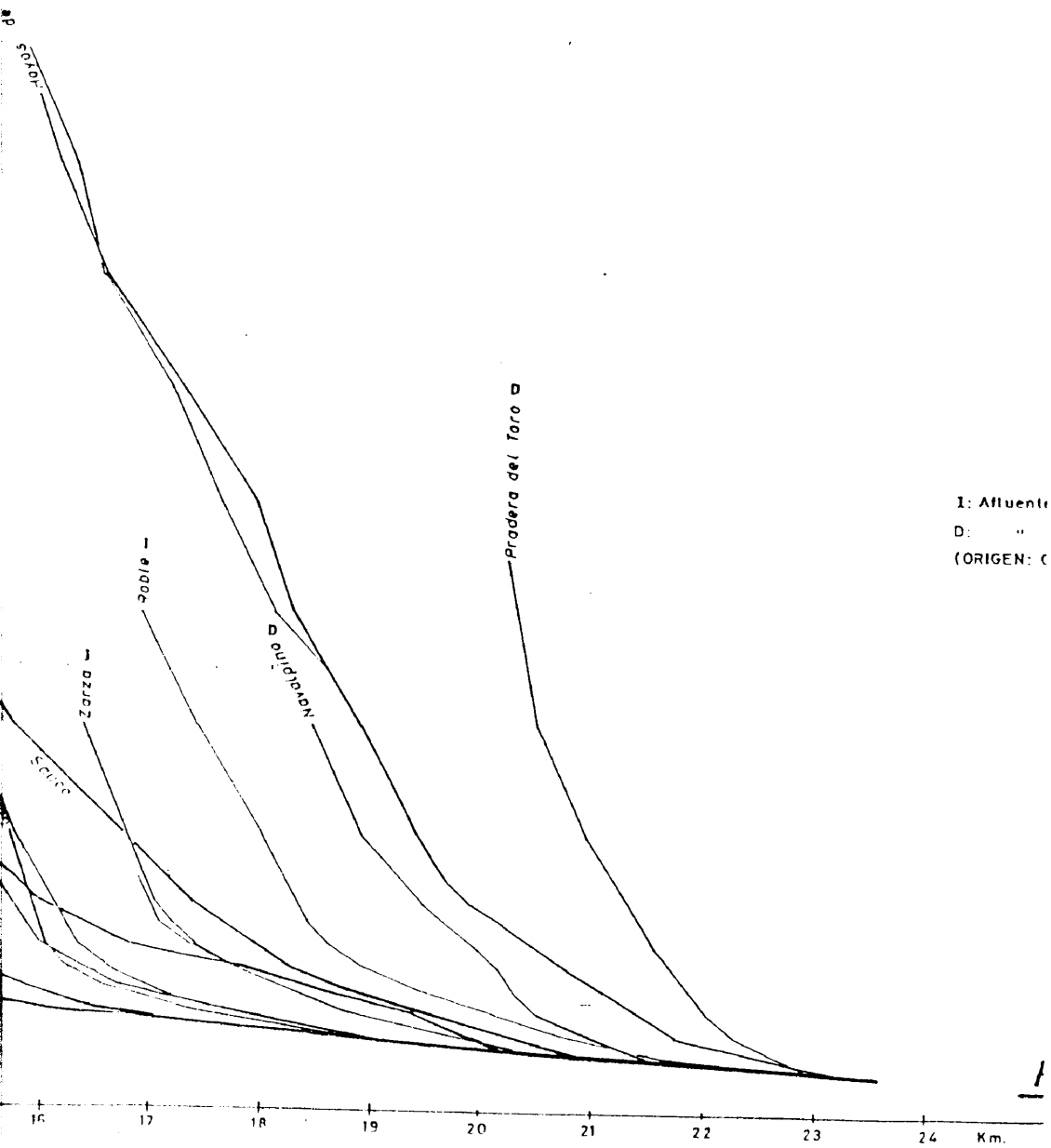


1571



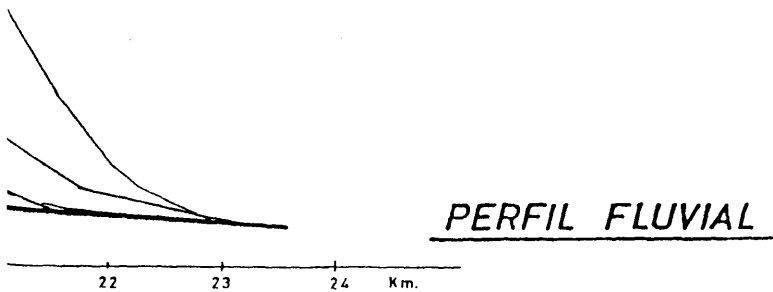
Hoyos de pinita

1.51²



1.51³

I: Afluente margen izquierda del Lozoya
D: " " derecha " "
(ORIGEN: Cuenca de Peñalara)



PEDON GGD

Diapludolls énticos familia franca mezclada mésica.

Localización: Laderas de Matalobos, X 4246; Y 4527, 2

Fisiografía: Ladera convexa, orientación E., pendientes del 16% al 30%, altitud 1.210 m.

Vegetación: Monte bajo de robles.

Material de partida: Brechas calizas y arcosas.

Hor. Prof.
cm.

- | | | |
|----|---------|--|
| A | 0 - 21 | 7,5 YR 3/3 (h); franca gruesa; migajosa fina débil; muy friable (h); blanda (s); raíces frecuentes muy finas a medianas: poros frecuentes muy finos, continuos vesiculares y tubulares; pocos fragmentos gruesos subangulares de feldespato y cuarzo; límite gradual ondulante a |
| BW | 21 - 43 | 7,5 YR 4/4 (h); franca fina; prismática media moderada; firme; raíces frecuentes finas y muy finas; poros frecuentes finos y muy finos, continuos, tubulares e intersticiales expd; ligera efervescencia; fragmentos gruesos subangulares de feldespato y calizas cementadas; límite gradual ondulante a |
| C | 43 - 85 | 7,5 YR 5/4 (h); franca fina; subangular media débil; muy firme; raíces escasas muy finas; pocos poros finos, discontinuos, intersticiales; efervescencia; fragmentos gruesos heterométricos de feldespato y calizas cementadas. |

PEDON GGD

Granulometría

Tierra Fina							Fracción >2 mm. en volúmen total.		
μm.							mm.		
2000	500	200	50	20	<2		2	25	75
500	200	50	20	2			25	75	250
%	%	%	%	%	%		%	%	%
A	12	21	30	13	8	16	5	3	-
Bw	15	19	29	11	6	20	15	8	-
C	16	18	28	14	6	18	8	12	10

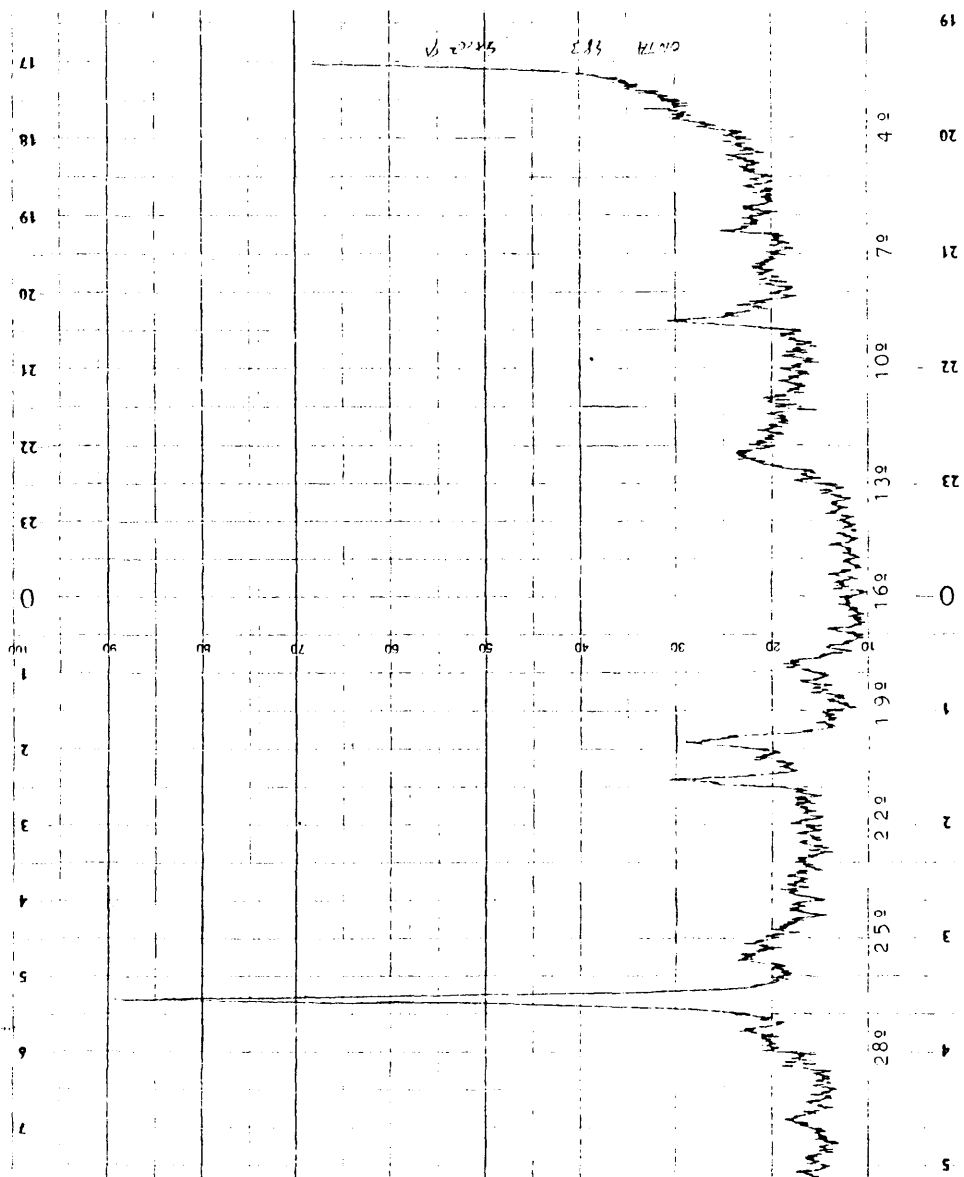
Tierra fina

M.O.		CO ₃ Ca	pH		Extraíbles m.eq. 100 gr.				C.I.C.	Fe ₂ O ₃	
%	%		H ₂ O	ClK	Ca	Mg	Na	K	m.eq. 100gr.	% L	% T
A	4,8	-	6,9	5,4	4,2	2,2	0,2	2,0	14	3,6	5,8
Bw	1,2	3	7,2	6,1	3,2	1,6	0,4	2,5	8	3,8	6,3
C	0,6	8	7,3	6,3	2,9	0,9	0,2	1,8	7	3,5	6,5

Arcilla

M.O.		Fe ₂ O ₃		SiO ₂		Difracción Rayos X			
%	% L	% T	%	KL	MI	QZ	VR		
A	28,5	2,8	4,3	49,2					
Bw	27,6	3,3	4,5	47,6	2	4	3	1	
C	21,8	4,5	5,7	61,4					

PEDON GGD



PEDON IEC

Cryochrepts típicos familia esquelética franca mezclada

Localización: Alto de las Guarramas. X 417, 6; Y 4516, 4

Fisiografía: Loma suave convexa orientación ENE., pendientes del 5% al 10%, altitud 2.190 m.

Vegetación: Minuartio-Festucion indigestae

Material de partida: Gneis.

Prof.

Hor.

cm.

- | | | |
|----|---------|--|
| A | 0 - 18 | 10 YR 3/4 (h); esquelética franca; subangular fina débil; friable (h) blanda (s); raíces escasas finas y muy finas; poros frecuentes intersticiales, finos y medios; gneis y feldespato frecuentes; límite gradual ondulante a |
| Bw | 18 - 42 | 10 YR 4/4 (h); esquelética franca; angular fina media; firme; raíces escasas muy finas; poros frecuentes intersticiales finos y medios clastos heterométricos de gneis y feldespato abundantes; límite difuso a |
| C | 42 - 90 | 10 YR 5/4 (h); esquelética franca; masiva; muy firme; pocos poros intersticiales finos; muchos elementos gruesos herométricos de gneis. |

PEDON IEC

Granulometría

Tierra fina						Fracción >2 mm. en vo- lúmen total suelo			
mm.						mm.			
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75	
500	200	50	20	2		25	75	250	
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A	21	12	22	12	14	19	19	14	5
Bw	19	11	26	14	13	23	17	15	18
C	23	14	18	11	12	22	16	28	31

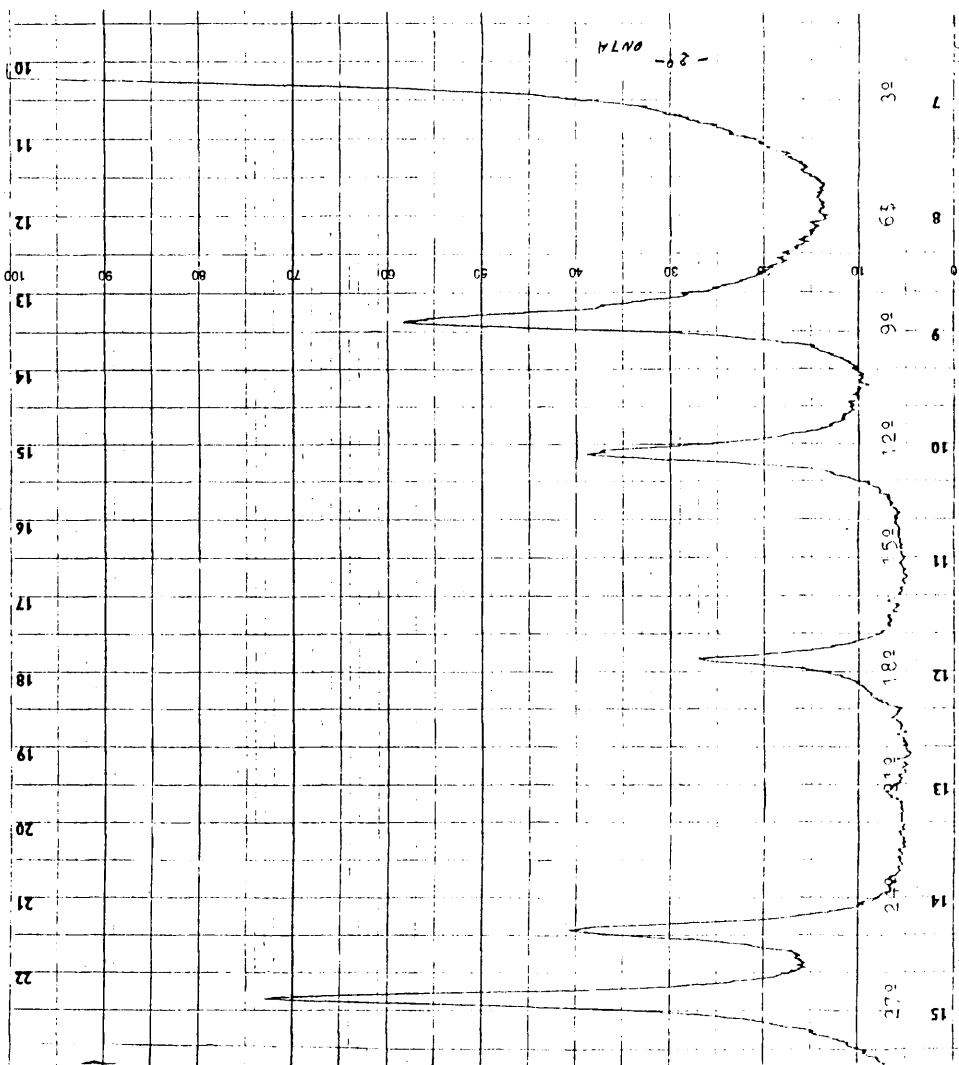
Tierra fina

	M.O.	pH		Extraíbles m.eq. 100 gr.				C.I.C.	Fe ₂ O ₃	
	%	H ₂ O	ClK	Ca	Mg	Na	K	m.eq. 100 gr.	% L	% T
A	4,8	6,1	5,4	1,2	1,3	0,1	1,2	18	2,1	5,5
Bw	0,6	5,6	5,1	0,9	1,1	0,1	1,2	14	4,2	7,8
C	-	5,0	4,3	0,9	1,2	0,1	0,6	10	2,8	5,8

Arcilla

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		SiO ₂	Difracción Rayos X		
	%	% L	% T	%	GT	KL	MI
A	20,2	1,5	2,9	48,6			
Bw	21,2	2,3	4,8	54,8	Tr	2	3
C	15,2	3,6	4,7	57,5			

PEDON IEC



PEDON IEF

Eutrochrepts fluvénticos familia franca fina mezclada mésica.

Localización: Mata Vedada. X 427, 1; Y 4526,9

Fisiograffa: Planicie de fondo de valle, altitud 1.195 m.,
pendientes 3% al 6%.

Vegetación: Quercion ilicis-rotundifolia, eliminada en gran
parte para pastizal.

Material de partida: Aportes aluviales de diverso origen inclu
yendo formaciones cretácicas.

Prof.
Hor. cm.

Ap	0 - 22	10 YR 3/4 (h); franca gruesa; subangular fina débil; friable; raíces frecuentes finas y muy finas; poros frecuentes finos y muy finos tubulares dendríticos; pocos fragmentos gruesos subredondeados, feldespáticos y gneísicos; límite gradual plano a
Bw	22 - 58	10 YR 4/4 (h); franca fina; angular media moderada, firme; raíces frecuentes muy finas; poros frecuentes, exped finos y muy finos, vesiculares y tubulares; pocos fragmentos gruesos subredondeados, feldespáticos y gneísicos; límite difuso plano a
C1	58 - 72	10 YR 3/4 (h); franca fina; subangular fina, débil; friable; pocos poros, finos discontinuos, vesiculares y tubulares; raíces escasas muy finas; pocos fragmentos gruesos redondeados de gneis y granito; límite gradual plano a
C2	72 - 115	10 YR 4/4 (h); franca fina; masivo; pocos poros finos, discontinuos, vesiculares; fragmentos gruesos subredondeados de gneis, granito y caliza subredondeados; ligera efervescencia.

PEDON IEF

Granulometría

Tierra fina						Fracción >2 mm. en volumen total.		
$\mu\text{m.}$						mm.		
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75
500	200	50	20	2		25	75	250
%	%	%	%	%	%	%	%	%
Ap	12	13	21	18	20	16	5	3
Bw	6	15	23	14	22	20	5	5
C1	8	12	20	16	25	19	3	4
C2	4	18	14	24	18	22	5	10

Tierra fina

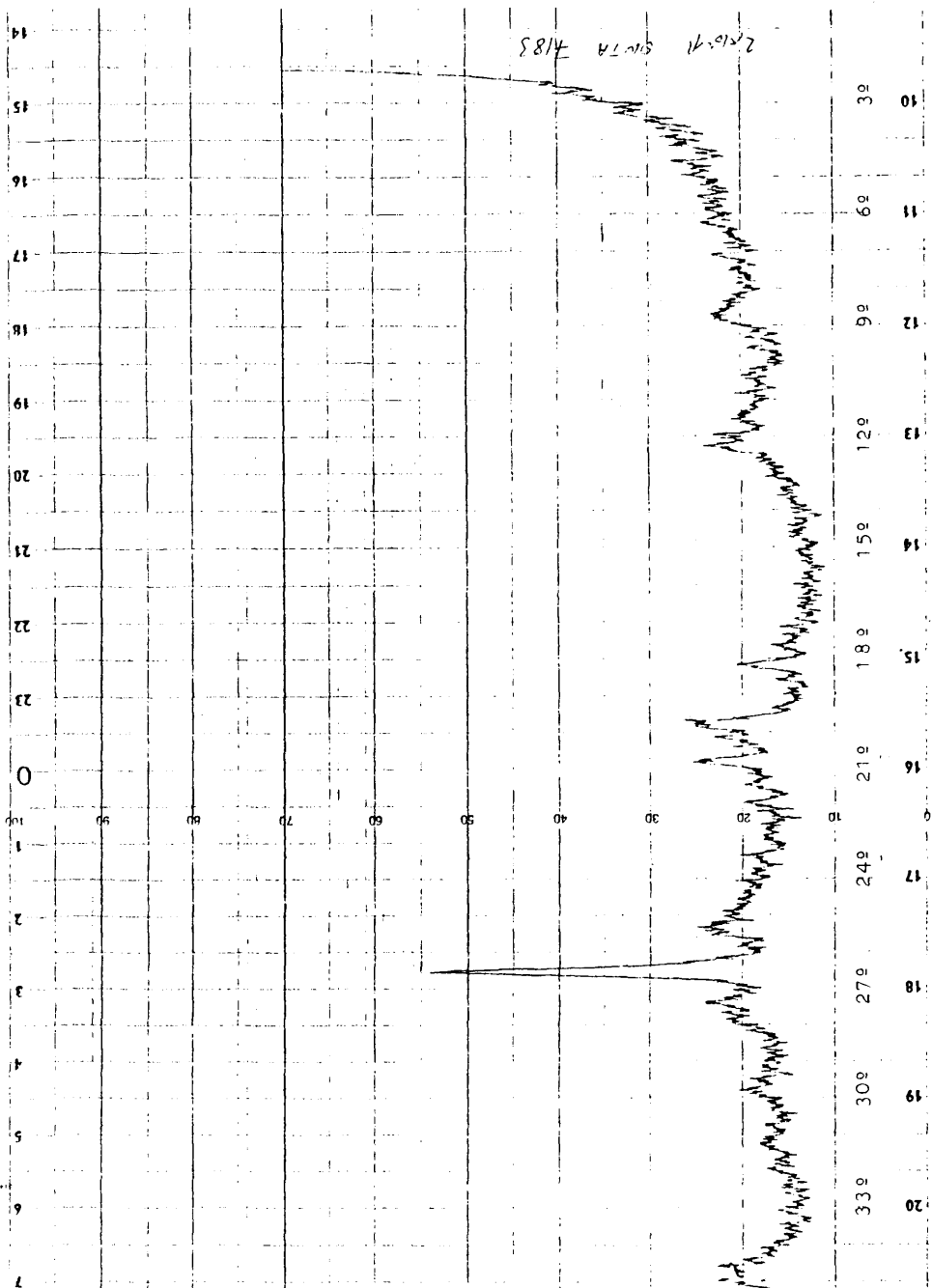
M.O.	CO_3Ca	pH		Extraíbles m.eq. 100 gr.				C.I.C.
%	%	H_2O	ClK	Ca	Mg	Na	K	m.eq. 100 gr.
Ap	1,8	-	6,6	5,8	4,2	1,5	0,1	2,2
Bw	0,2	-	6,5	5,6	2,2	1,6	0,2	2,0
C1	0,6	-	6,6	5,6	3,6	1,3	0,2	2,1
C2	-	3	7,1	6,4	4,5	1,4	0,2	1,6

Arcilla

Difracción rayos X			
IL	KL	MI	QZ
Bw	1	1	2

160

PEDON IEF



PEDON IEG

Dystrochrepts típicos familia franca fina mezclada mésica.

Localización: El Brezal, X 422, 6; Y 4524. 2

Fisiografía: Ladera concava, orientación E., pendiente 15% al 25%, altitud 1395 m.

Vegetación: Pinar

Material de partida: Gneis

Hor.	Prof. cm.	
A1	0 - 8	7,5 YR 3/3 (h); franca fina; migajosa fina débil; muy friable; raíces abundantes finas y muy finas; muchos poros muy finos vesiculares y tubulares dendríticos; pocos fragmentos gruesos angulares heterométricos; límite gradual ondulante a
A2	8 - 24	7,5 YR 4/4 (h); franca fina; subangular fina débil; friable; raíces frecuentes finas y muy finas; poros frecuentes muy finos, tubulares dendríticos e intersticiales; pocos fragmentos gruesos subangulares heterométricos; límite gradual ondulante a
Bw	24 - 56	5 YR 4/4 (h); franca fina; subangular media moderada; friable; raíces frecuentes finas; poros frecuentes muy finos, tabulares exped; fragmentos gruesos subangulares heterométricos; límite difuso ondulante a
C	56 - 94	7,5 YR 5/4 (h); franca fina; masiva; firme; pocas raíces finas y medianas; pocos poros vesiculares muy finos; muchos fragmentos gruesos heterométricos.

PEDON IEG

Granulometría

Tierra fina

Fracción >2 mm. en
volumen total.

$\mu\text{m.}$						mm.		
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75
500	200	50	20	2		25	75	250
%	%	%	%	%	%	%	%	%
A1	6	16	18	16	25	19	2	5
A2	8	15	22	15	22	18	5	4
Bw	7	8	9	24	31	21	7	10
C	10	6	8	27	29	20	10	25

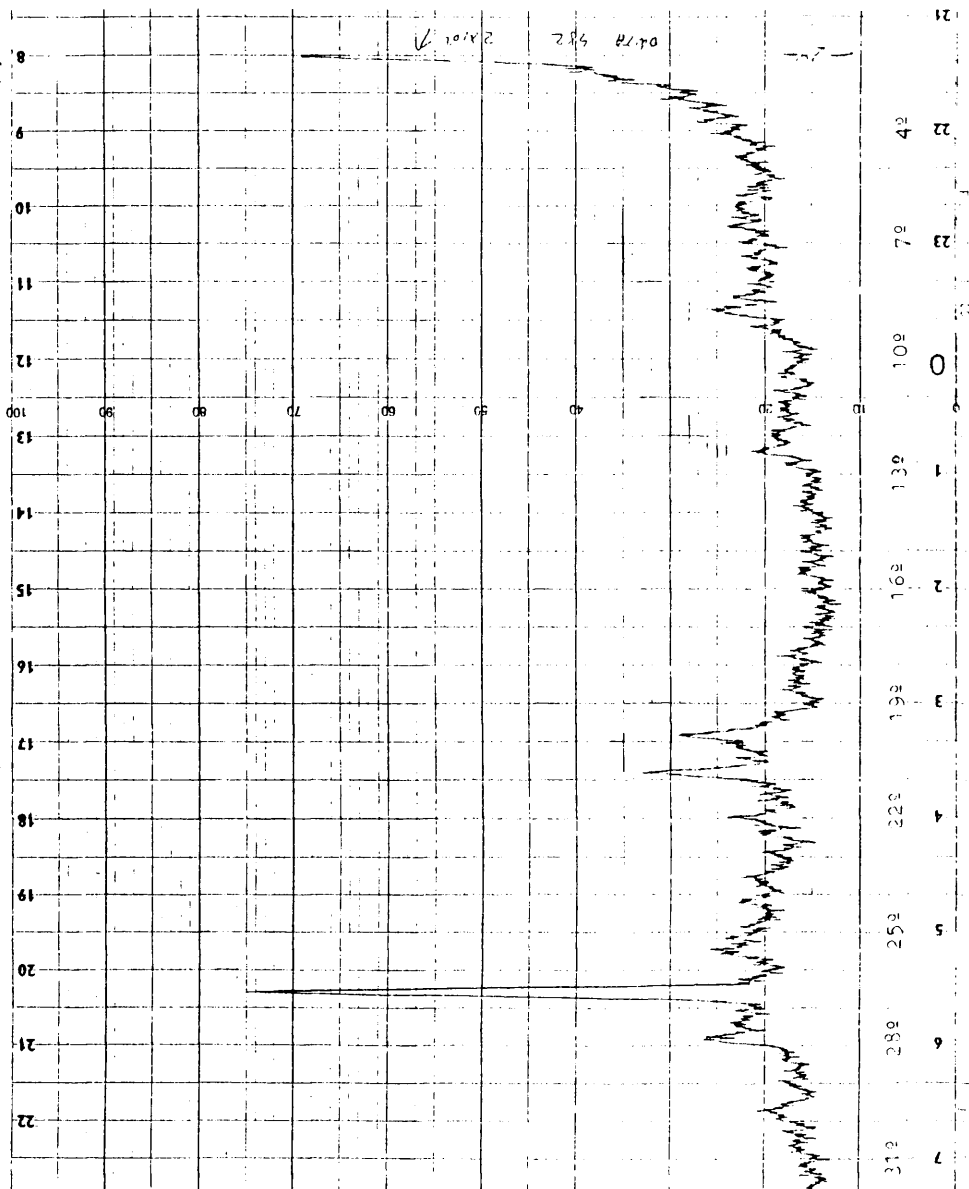
Tierra fina

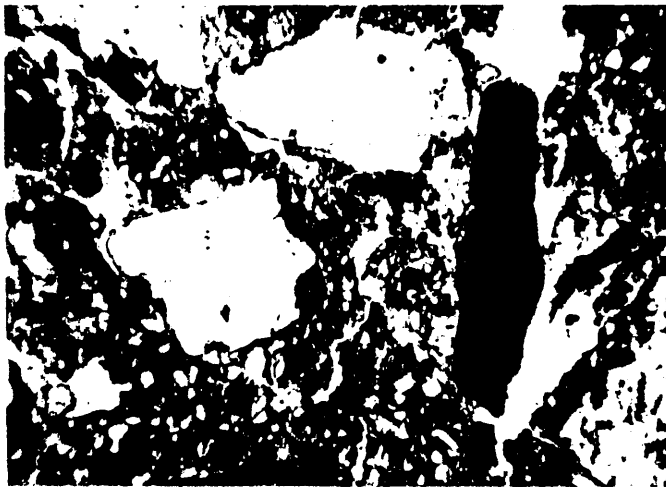
M.O.	pH		Extraíbles m.eq. 100 gr.						C.I.C.	Fe_2O_3	
%	H_2O	ClK	Ca	Mg	Na	K	H	m.eq. 100gr.	% L	% T	
A1	4,5	4,2	3,6	0,5	1,2	0,2	1,1	9	12	2,8	4,5
A2	2,6	4,8	4,1	0,8	1,2	0,1	1,2	8	10	3,6	4,2
Bw	0,4	4,6	3,8	1,2	1,4	0,1	1,5	7	9	4,5	6,0
C	0,2	4,9	4,2	0,3	1,2	0,2	1	4	6	4,8	6,7

Arcilla

Al_2O_3		Fe_2O_3		SiO_2	Difracción	Rayos X	
%	% L	% T	%	KL	MI	QZ	
A1	29,5	3,2	5,4	46,5			
A2	31,2	3,0	5,3	48,8			
Bw	35,5	4,0	6,8	51,6	1	2	4
C	36,0	4,8	7,0	52,3			

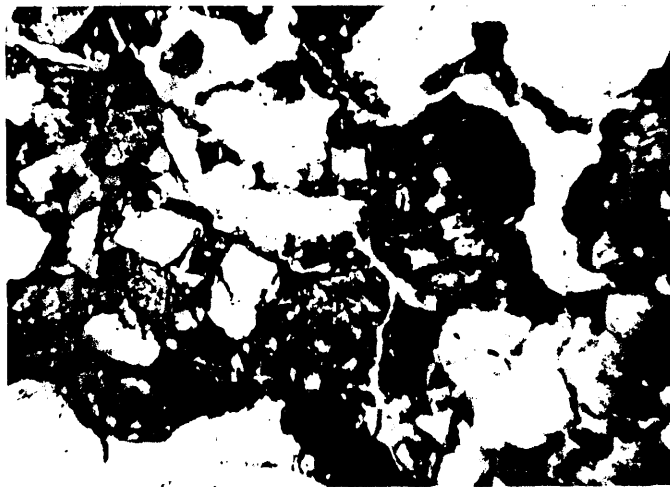
PEDON IEG



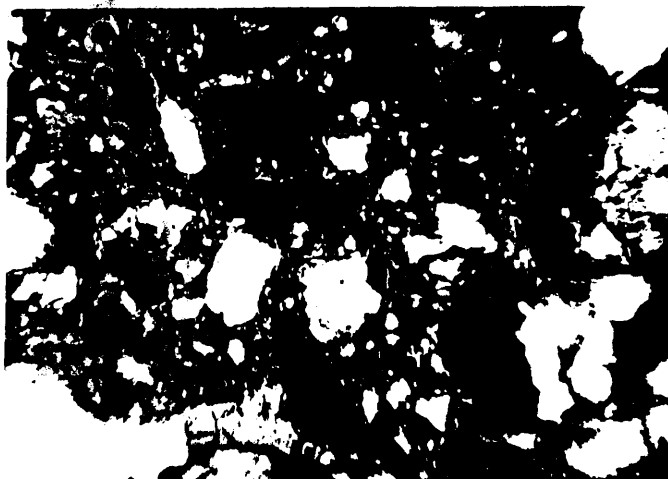


Corte delgado del horizonte Bw, x 14
 Estructura típica de tierra parda con
 fragmentos de arrastre característicos
 y biotita sin alterar.
 (Un nícol y nícoles cruzados)





Corte delgado del horizonte Bw, x 14
Cutanes de tensión y meteorización.
Presencia de alteraciones ferruginosas.
(Un nícol y nícoles cruzados).



Corte delgado del horizonte C1, x 14

Foto superior: Rotura y curvamiento de los planos de exfoliación de una biotita, en los primeros estados de meteorización.

Foto inferior: Parte de un fragmento de arrastre subangular con alteración ferruginosa no actual.

PEDON IFC

Cryumbrepts énticos familia franca gruesa mezclada.

Localización: Ladera S.E. de la Peña del Aguila. X 417,9;
Y 4516, 6

Fisiografía: Pendiente reglada, orientación ESE., pendiente 30%, altitud 1.965 m.

Vegetación: Minuartio-Festucion indigestae

Material de partida: Gneises y anatexitas.

Prof.
Hor.
cm.

- | | | |
|----|---------|---|
| A | 0 - 25 | 10 YR 3/3 (h); franca gruesa; migajosa; friable; raíces abundantes muy finas; muchos poros muy finos vesiculares y tubulares dendríticos; fragmentos gruesos de gneises y anatexitas frecuentes; límite gradual ondulante a |
| C1 | 25 - 52 | 10 YR 4/4 (h); franca gruesa; subangular fina débil; firme; raíces frecuentes finas y muy finas; poros frecuentes finos, vesiculares e intersticiales; fragmentos gruesos de gneises y anatexitas límite difuso a |
| C2 | 52 - 93 | 10 YR 5/4 (h); franca gruesa; masiva; firme; raíces escasas muy finas; pocos poros finos vesiculares e intersticiales; fragmentos gruesos de gneises y anatexitas. |

PEDON IFC

Granulometría

Tierra fina							Fracción > 2 mm. en volúmen total.		
μm.							mm.		
2000	500	200	50	20	< 2	2	25	75	
500	200	50	20	2		25	75	250	
%	%	%	%	%	%	%	%	%	
A	18	12	10	18	26	16	10	8	7
C1	17	12	9	23	24	15	12	10	8
C2	18	10	10	21	29	12	10	5	15

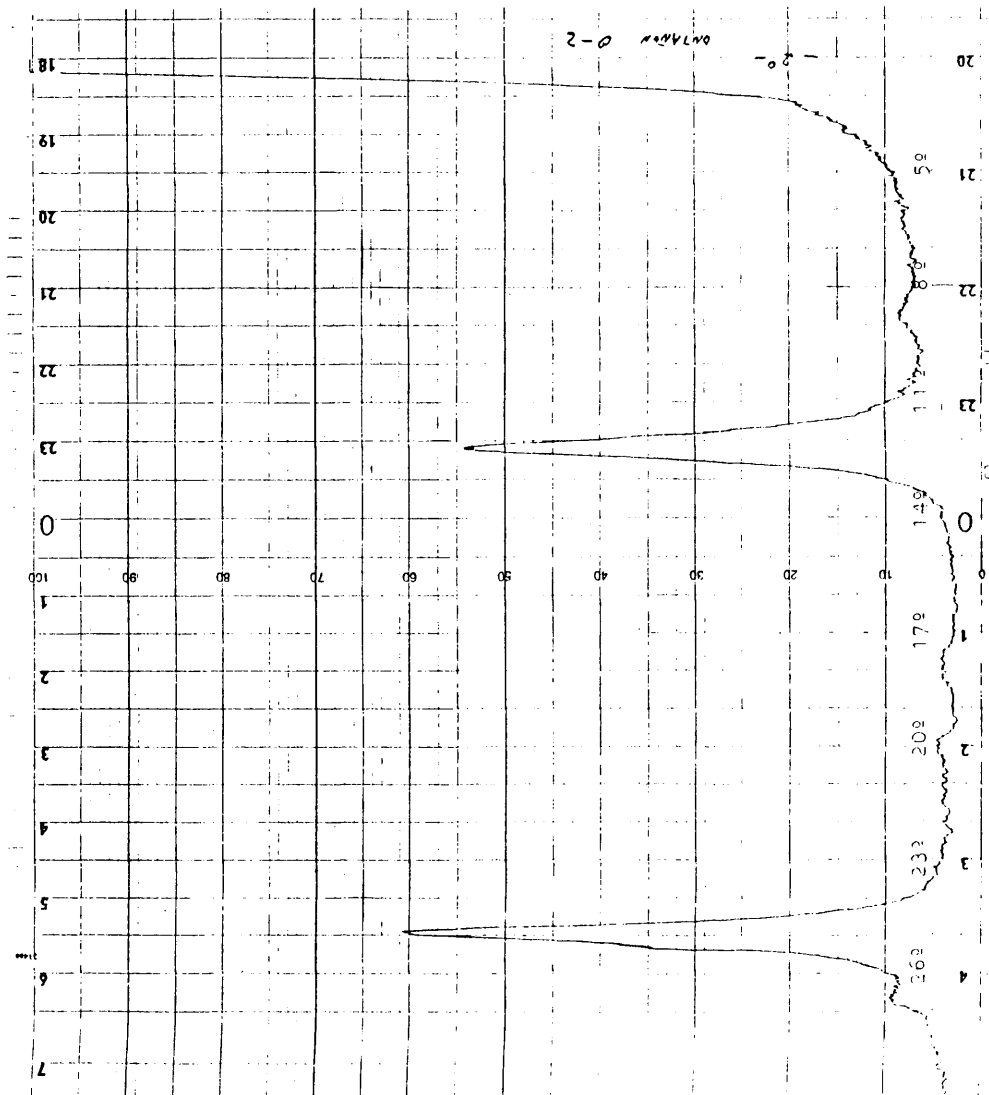
Tierra fina

	M.O.	pH		Extraíbles m.eq. 100gr.				C.I.C.	Fe ₂ O ₃	
	%	H ₂ O	ClK	Ca	Mg	Na	K	m.eq. 100gr.	% L	% T
A	7,8	5,2	4,6	0,4	1,0	0,1	1,8	24	5,2	7,3
C1	1,8	5,3	4,4	0,3	0,9	0,2	1,2	13	5,1	7,6
C2	0,5	5,2	4,5	0,3	1,1	0,2	1,6			

Arcilla

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		SiO ₂	Difracción rayos X	
	%	% L	% T	%	KL	MI
A	27,5	5,1	9,4	43,6		
C1	28,5	4,9	9,3	42,8	4	Tr

PEDON IFC



PEDON IFF

Haplumbrepts típicos familia franca gruesa mezclada mésica.

Localización: Raso de la Cierva; X 424,4; Y 4530,3

Fisiografía: Ladera, orientación NNE., pendiente 8%, altitud 1,150 m.

Vegetación: Robledal disperso

Material de partida: Gneis glandular metatéxico

		Prof.
		cm.
A	0 - 26	10 YR 3/3 (h); franca gruesa; subangular fina débil; friable; raíces abundantes muy finas, finas y medianas; muchos poros finos y muy finos tubulares dendríticos y vesiculares; algunos fragmentos gruesos heterométricos de feldespatos y gneis; límite gradual ondulante a
Bw	26 - 55	7,5 YR 4/4 (h); franca gruesa; subangular mediana moderada; firme; raíces frecuentes muy finas, medianas; poros frecuentes finos y muy finos intersticiales y tubulares; fragmentos gruesos heterométricos de gneis y feldespatos; límite difuso ondulante a
C	55 - 95	10 YR 4/4 (h); franca gruesa; masiva; firme; raíces escasas y muy finas; pocos poros muy finos, vesiculares e intersticiales; fragmentos gruesos heterométricos de gneis y feldespatos.

PEDON IFF

Granulometría

Tierra fina						Fracción >2 mm. en volumen total.		
.....µm.mm.		
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75
500	200	50	20	2		25	75	250
%	%	%	%	%	%	%	%	%
A 26	14	22	11	12	15	10	5	5
Bw 15	16	23	12	18	16	12	8	5
C 23	25	20	9	11	12	12	6	8

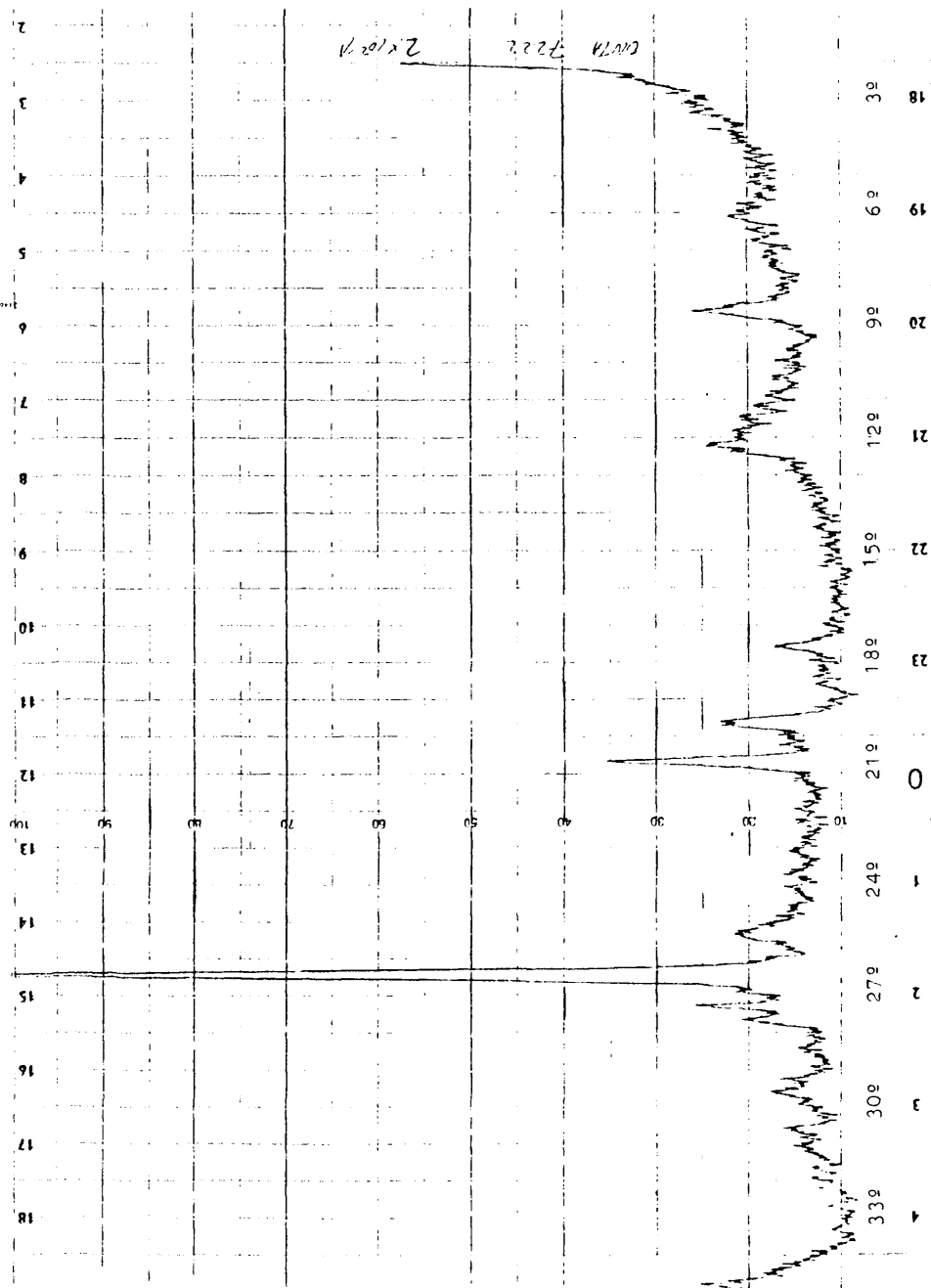
Tierra fina

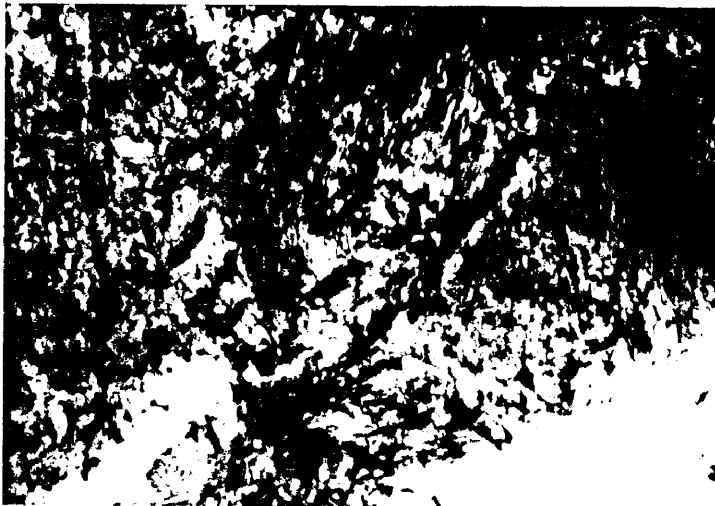
	M.O.		pH		Extraíbles m.eq.100gr.					C.I.C.		Fe ₂ O ₃	
	%	H ₂ O	ClK		Ca	Mg	Na	K	H	m.eq. 100gr.		% L	% T
A	8,1	5,6	4,5		2,2	1,3	0,4	0,8	16	24		5,2	8,5
Bw	1,6	5,1	4,3		1,2	0,9	0,2	1,4	12	10		3,9	6,5
C	0,8	5,2	4,1		0,8	0,7	0,3	1,3	17	8		3,6	6,2

Arcillas

	Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		SiO ₂		Difracción Rayos X				
	%		% L	% T	%		FP	KL	MI	QZ	VR
A	26,6		6,7	10,5	40,2						
Bw	27,2		5,7	10,3	38,2	1	1	3	3	1	
C	18,8		5,1	10,1	68,5						

PEDON IFF





Corte delgado del horizonte Bw, x 14

Foto superior: Fuerte alteración con liberación de
oxidos y meteorización de feldespa-
tos y micas con formación de sericita.

Foto inferior: Gran alteración con liberación de
oxidos. La biotita ha desaparecido.



PEDON JCA

Cryopsamments líticos familia no ácida, fase pseudoesquelética.

Localización: Proximidades del collado de la Flecha.
X 421, 4; Y 4531,2

Fisiografía: Límite de talud de derrubios; altitud 1.920 m.
pendientes 8% al 16%

Vegetación: Minuartio-Festucion indigestae.

Material de partida: Gneis glandular félsico

Prof.

Hor.

cm.

- | | | |
|---|---------|---|
| A | 0 - 12 | 10 YR 3/4 (h); arenoso, sin estructura; suelto; escasas raíces finas; abundancia de fragmentos gruesos heterométricos de cuarzo y gneis; límite difuso ondulante a |
| C | 12 - 44 | 10 YR 4/4 (h); arenoso; sin estructura; suelto; raíces frecuentes finas y muy finas; fragmentos gruesos heterométricos de cuarzo, feldespato y gneis; límite difuso ondulante a |
| R | 44 + | Bloques de gneis. |

PEDON JCA

Granulometría

Tierra fina						Fracción > 2 mm. en volumen total.		
$\mu m.$						mm.		
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75
500	200	50	20	2		25	75	250
%	%	%	%	%	%	%	%	%
A	32	41	20	2	3	2	10	15
C	43	36	12	4	2	3	8	15

	M.O.	pH	
	%	H ₂ O	ClK
A	3,8	6,5	5,7
C	0,8	6,6	5,8

PEDON JDF

Udifuvents ácuicos familia franca fina mezclada ácida mésica

Localización: Vaguada prolongación del Arroyo de la Umbría
X 428, 2; Y 4525,4

Fisiografía: Vaguada, altitud 1.150 m.

Vegetación: Quercion ilicis-rotundifolia.

Material de partida: Sedimentos aluviales y coluviales.

		Prof.	
		cm.	
A1	0 - 15	10 YR 3/4 (h); franca fina; migajosa fina débil; muy friable; raíces frecuentes muy finas; abundantes poros muy finos vesiculares y tubulares dendríticos; pocos fragmentos gruesos subredondeados, de feldespatos y cuarzo; límite gradual ondulado a	
A2	15 - 28	10 YR 4/4 (h); franca fina; subangular fina débil; friable; raíces abundantes finas y muy finas; poros abundantes muy finos vesiculares y tubulares; fragmentos gruesos subredondeados, de feldespatos y gneis; límite difuso plano a	
C1	15 - 28	10 YR 5/4 (h); franca fina; subangular fina moderada; firme; raíces frecuentes de muy finas a medias; poros frecuentes muy finos, vesiculares y tubulares; fragmentos gruesos subangulares de gneis y granito; límite gradual plano a	
C2	28 - 45	10 YR 5/5 (h); franca fina masiva; firme; raíces frecuentes finas y medias; poros frecuentes muy finos, vesiculares y tubulares; fragmentos gruesos subangulares frecuentes de gneis y granito; límite gradual plano a	

- C3 45 - 95 2,5 Y 4/4 (h); franca fina; masiva; ligeramente adherente, plástica; raíces escasas muy finas; poros escasos vesiculares finos; pocos fragmentos gruesos, subredondeados, de gneis y feldespato; límite gradual plano a
- C4 95 - 105 10 YR 3/4 (h); franca gruesa, masiva; no adherente, poco plástica; poros escasos intersticiales finos; fragmentos gruesos subredondeados de gneis y granito.

PEDON JDF

Granulometría

Tierra fina							Fracción > 2 mm. volúmen total.		
μm.							mm.		
2000	500	200	50	20	< 2		2	25	75
500	200	50	20	2			25	75	250
%	%	%	%	%	%		%	%	%
A1	13	11	21	11	18	26	10	-	-
A2	11	10	16	19	16	28	10	5	-
C1	16	13	11	20	17	23	5	10	-
C2	15	12	14	18	19	22	5	15	-
C3	12	9	16	11	23	29	5	5	-
C4	25	2	20	10	10	14	5	10	20

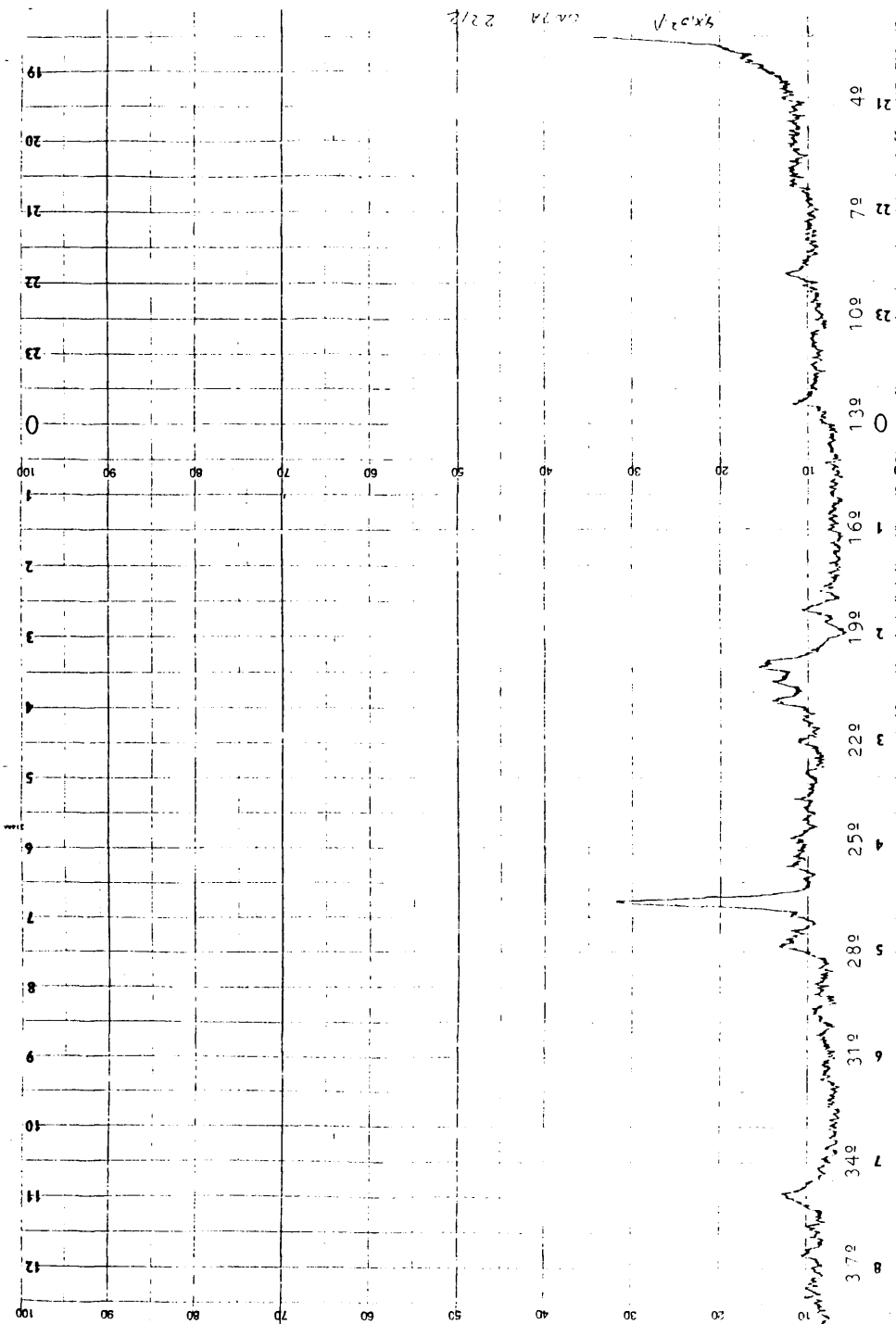
Tierra fina

M.O.		pH		Extraíbles m.eq.100 gr.				C.I.C.
%	H ₂ O	ClK	Ca	Mg	Na	K	m.eq. 100 gr.	
A1	3,5	6,4	5,6	3,2	1,6	0,1	0,93	19
A2	1,3	6,2	5,1	2,8	0,8	0,1	0,52	12
C1	0,6	6,4	4,8	2,5	0,9	0,1	0,12	9
C2	0,2	6,4	5,0	1,9	0,4	0,2	0,11	8
C3	1,6	6,1	4,9	2,2	1,1	0,1	0,20	12
C4	0,2	5,8	4,8	1,4	0,9	0,1	0,15	6

Difracción rayos X

	KL	MI	QZ
C2	2	3	2

PEDON JDF



PEDON JEA

Cryorthents líticos familia esquelética franca mezclada.

Localización: Loma de Pandasco, X 423,8; Y 4517,8

Fisiografía: Loma en divisoria, altitud 2.175 m., pendientes del 6% al 12%

Vegetación: Minuartio-Festucion indigestae.

Material de partida: Gneises glandulares mesocratos

Prof.
Hor.
cm.

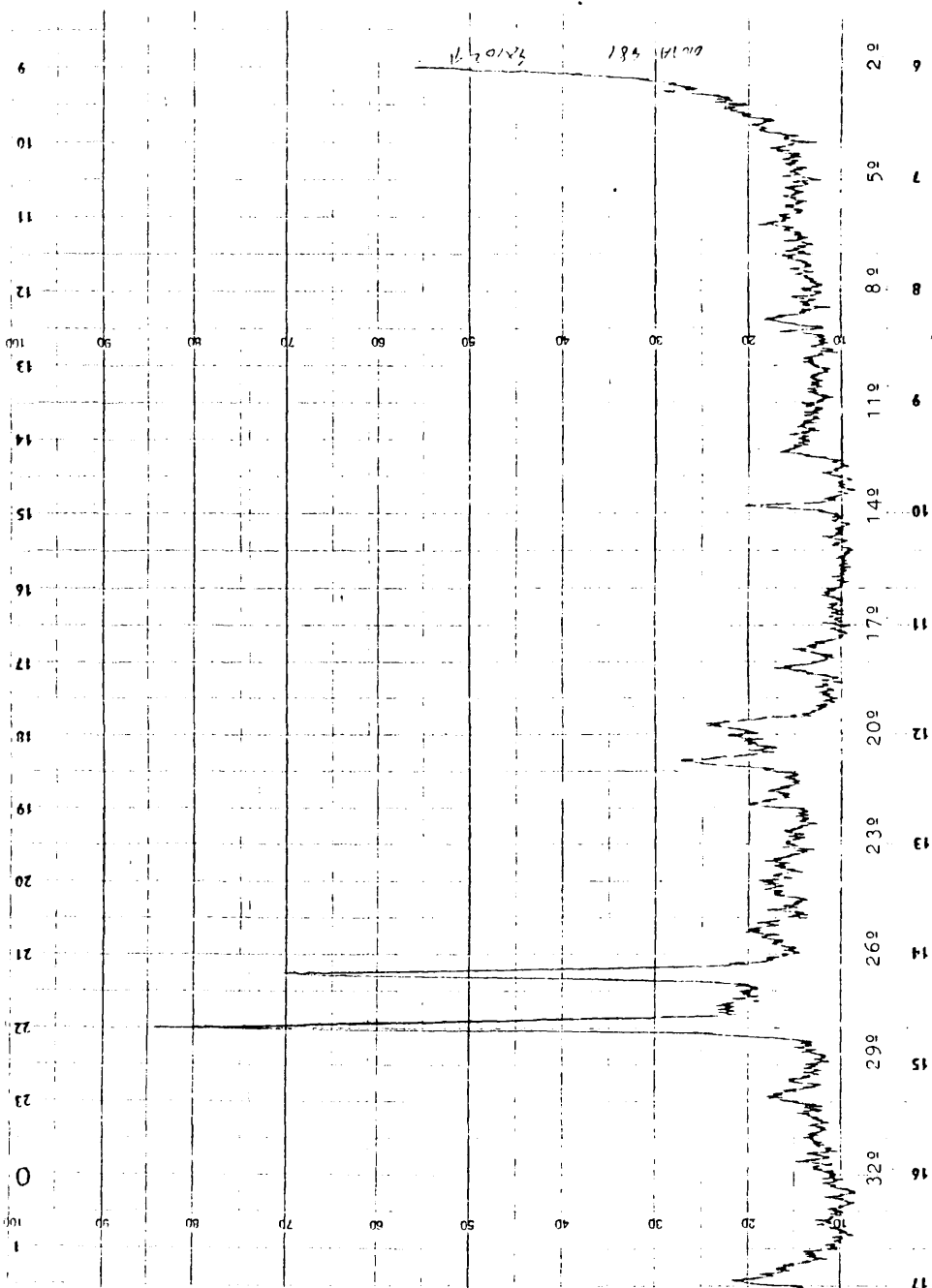
- | | | |
|---|---------|---|
| A | 0 - 18 | 10 YR 3/4 (h); esquelética franca; subangular fina débil; friable; raíces frecuentes finas; poros frecuentes muy finos y finos intersticiales; fragmentos gruesos de feldespato y gneis; límite gradual ondulante a |
| C | 18 - 42 | 10 YR 4/4 (h); esquelética franca; masiva; firme; raíces escasas muy finas; pocos poros muy finos y finos intersticiales y vesiculares; muchos fragmentos gruesos de gneis; límite abrupto ondulante a |
| R | 42 + | Bloques de gneis. |

PEDON JEA

Granulometría

Tierra fina						Fracción > 2 mm. en volumen total.		
..... $\mu\text{m.}$ mm.		
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75
500	200	75	20	2		25	75	250

PEDON JEA



PEDON JEE

Udorthents líticos familia franca gruesa mezclada mésica.

Localización: Ladera N. Arroyo Hoyo Cerrado, X 422, 3; Y 4525,9

Orientación: Pendiente convexa, pendientes del 6 al 15%.
Altitud 1.490 m.

Vegetación: Junípero sarothamnetum, Sub. as. Pinetosum, variedad típica

Material de partida: Granito grano medio.

Hor.	Prof. cm.	
A1	0 - 8	10 YR 3/3 (h); franca gruesa; migajosa fina débil; muy friable; raíces frecuentes finas; poros abundantes muy finos vesiculares y tubulares dendríticos; fragmentos gruesos subangulares y angulares de feldespato y granito; límite gradual ondulante a
A2	8 - 18	10 YR 3/4 (h); franca gruesa; subangular fina débil; muy friable; raíces frecuentes finas; poros abundantes muy finos vesiculares y tubulares dendríticos; fragmentos gruesos subangulares de feldespatos y granito; límite gradual ondulante a
C	18 - 40	10 YR 5/4 (h); franca gruesa; masiva; firme; raíces escasas; poros frecuentes vesiculares e intersticiales medios y gruesos; fragmentos heterométricos feldespáticos y graníticos subangulares muy frecuentes; límite gradual ondulante a
R	40 +	Bloques de granito de grano medio.

PEDON JEE

Granulometría

Tierra fina						Fracción > 2 mm. en volumen total.		
mm.						mm.		
2000	500	200	50	20	<2	2	25	75
500	200	50	20			25	75	250
%	%	%	%	%	%	%	%	%
A1	23	15	17	11	22	12	25	5
A2	17	18	11	19	21	14	20	5
C	21	22	12	15	16	14	15	10

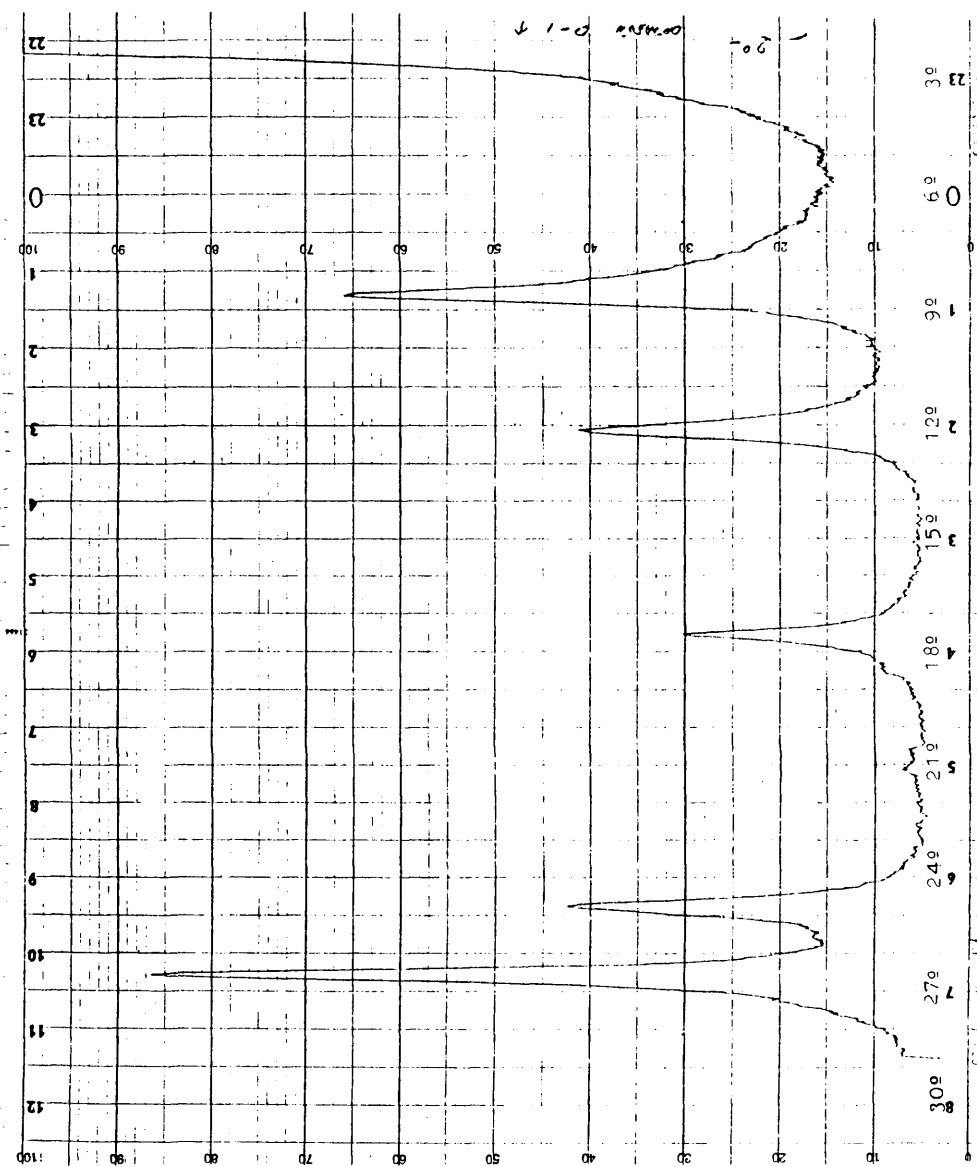
Tierra fina

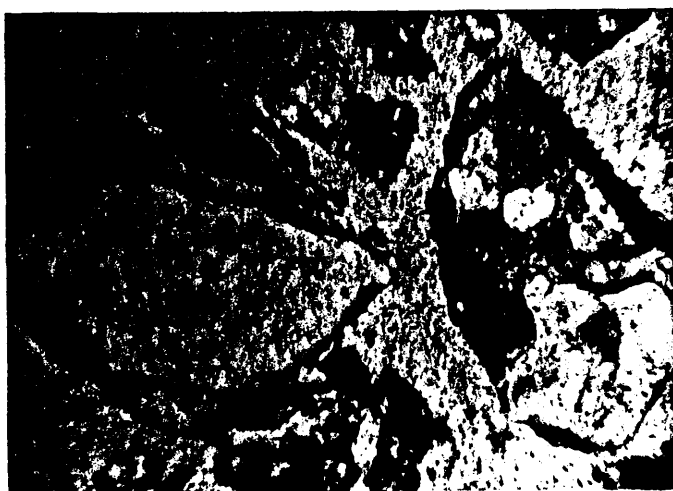
	M.O.	pH		Extraíbles m.eq. 100 gr.				C.I.C.	Fe ₂ O ₃	
	%	H ₂ O	ClK	Ca	Mg	Na	K	m.eq. 100 gr.	% L	% T
A1	6,3	5,8	4,6	1,2	0,8	0,3	0,8	14	3,6	5,7
A2	2,1	5,6	4,9	0,9	0,8	0,2	1,2	12		
C	0,4	6,1	5,6	0,8	1,2	0,1	1,2	6	3,5	5,3

Arcilla

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		SiO ₂	Difracción rayos X		
	%	% L	% T	%	K1	MI	GT
A2	10,5	4,6	5,3	68,2	1	2	Tr
C	12,2	4,4	5,8	71,4			

PEDON JEE



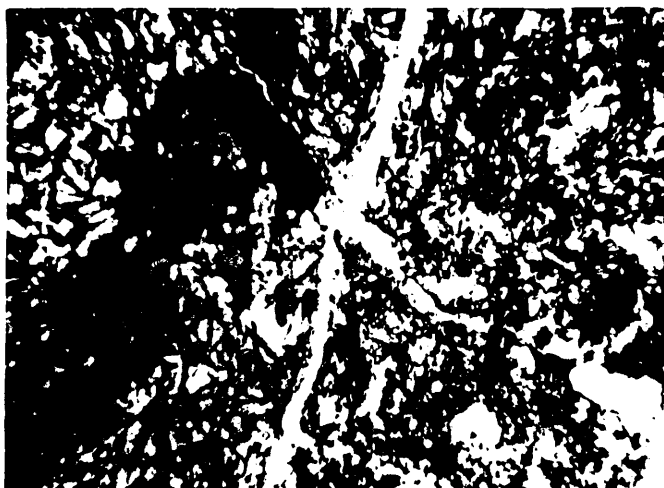


Corte delgado del horizonte A2, x 14

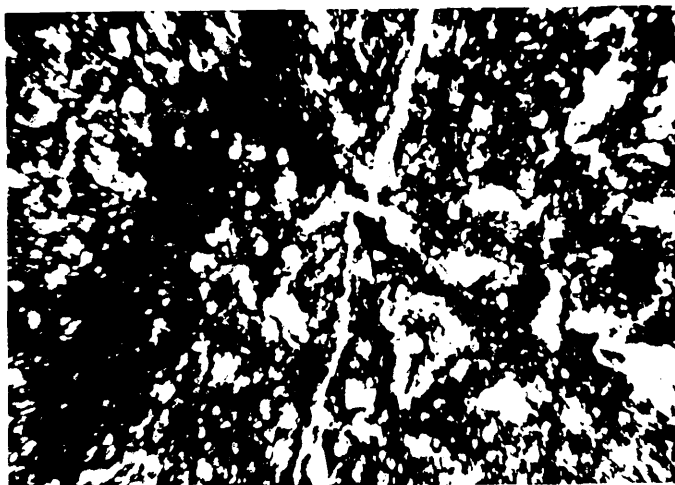
Foto superior: Contextura granular.

Foto inferior: Efectos de meteorización mecánica y química en una biotita.





Corte delgado del horizonte C, x 14
Fragmento de arrastre con impregnaciones de óxidos
de hierro. Ferriarclán envejecido y arcilanes.
Fisura " in situ".
(Un nícol y nicoles cruzados)

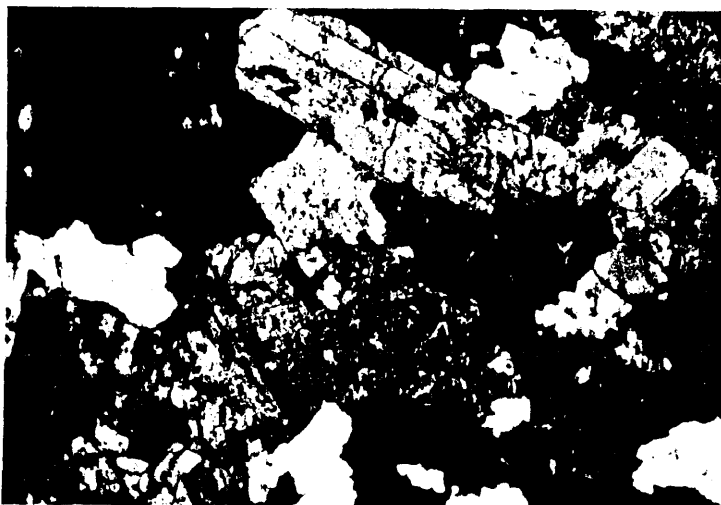


143

7.3 MICROMORFOLOGIA DE CLASTOS

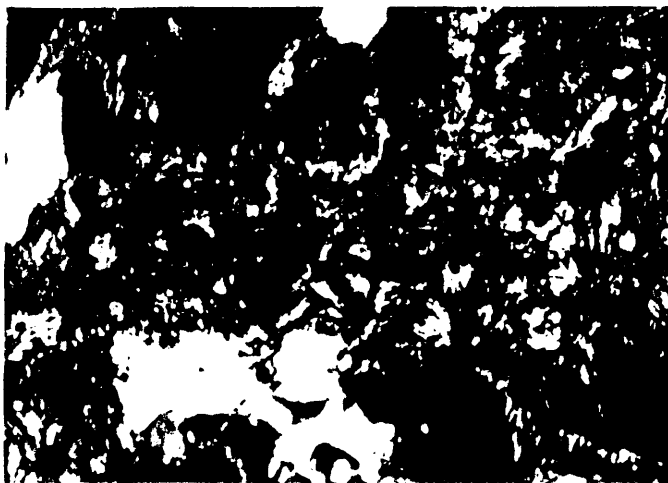


Detalle de un clasto de gneis de la
terraza del Umbría (x 30)
Luz normal y luz polarizada



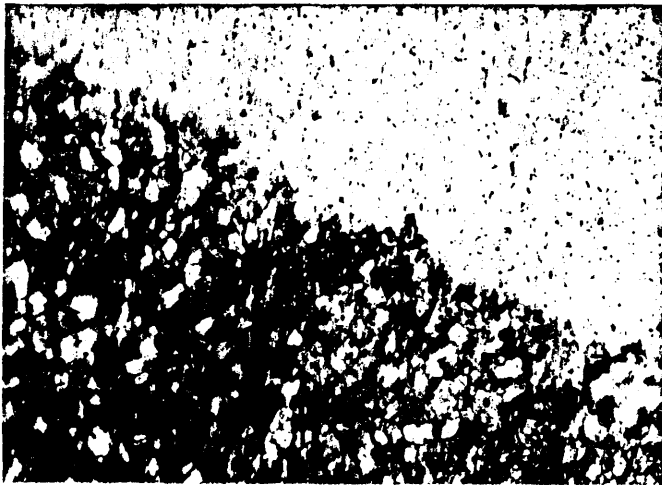


Detalle de un clasto de gneis de la
terraza del Umbría (x 30)
Luz normal y luz polarizada.

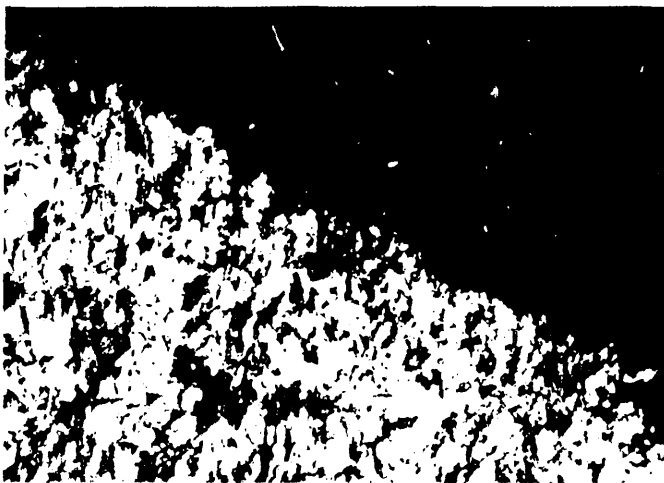


Detalle de un clasto de granito de
la terraza del Umbría. (x 30)
Luz normal y luz polarizada.





Detalle de un clasto de migmatita
de la terraza del Umbría (x 30)
Luz normal y luz polarizada



7.4 DATAACION POR RADIOCARBONO



GABINETE DE APLICACIONES NUCLEARES
A LAS OBRAS PUBLICAS
DEPARTAMENTO DE RADIOISOTOPOS
P.º BAJO VIRGEN DEL PUERTO 3
MADRID 5

17/

Madrid, 5 de Mayo de 1.980

Sr. D. Jose Manuel Ontañon Sanchez
ALCION S.A.
c/Villagarcia, 20
Madrid-11

Muy Sr. nuestro:

Tenemos el gusto de comunicarle que la muestra de material orgánico enviada por Vd. para su datación con carbono-14 ha dado el siguiente resultado:

Actividad específica expresada como porcentaje con respecto al patrón internacional de ácido oxálico = $119,6 \pm 2,2 \%$.

Por tanto, se trata de una muestra de carbono reciente. El hecho de dar un porcentaje mayor que el patrón de carbono moderno indica que la muestra tiene carbono posterior a 1.952 y se halla contaminada con carbono-14 de las explosiones atómicas.

El importe de este análisis asciende a 8.000,- pts, que ruego transfiera Vd. a la cuenta corriente nº 529, Centro de Estudios y Experimentación de O.P. (Gabinete de Aplicaciones Nucleares) Banco de España, Madrid, rogándole comunicación escrita a este laboratorio de la fecha en que efectuen esta transferencia.

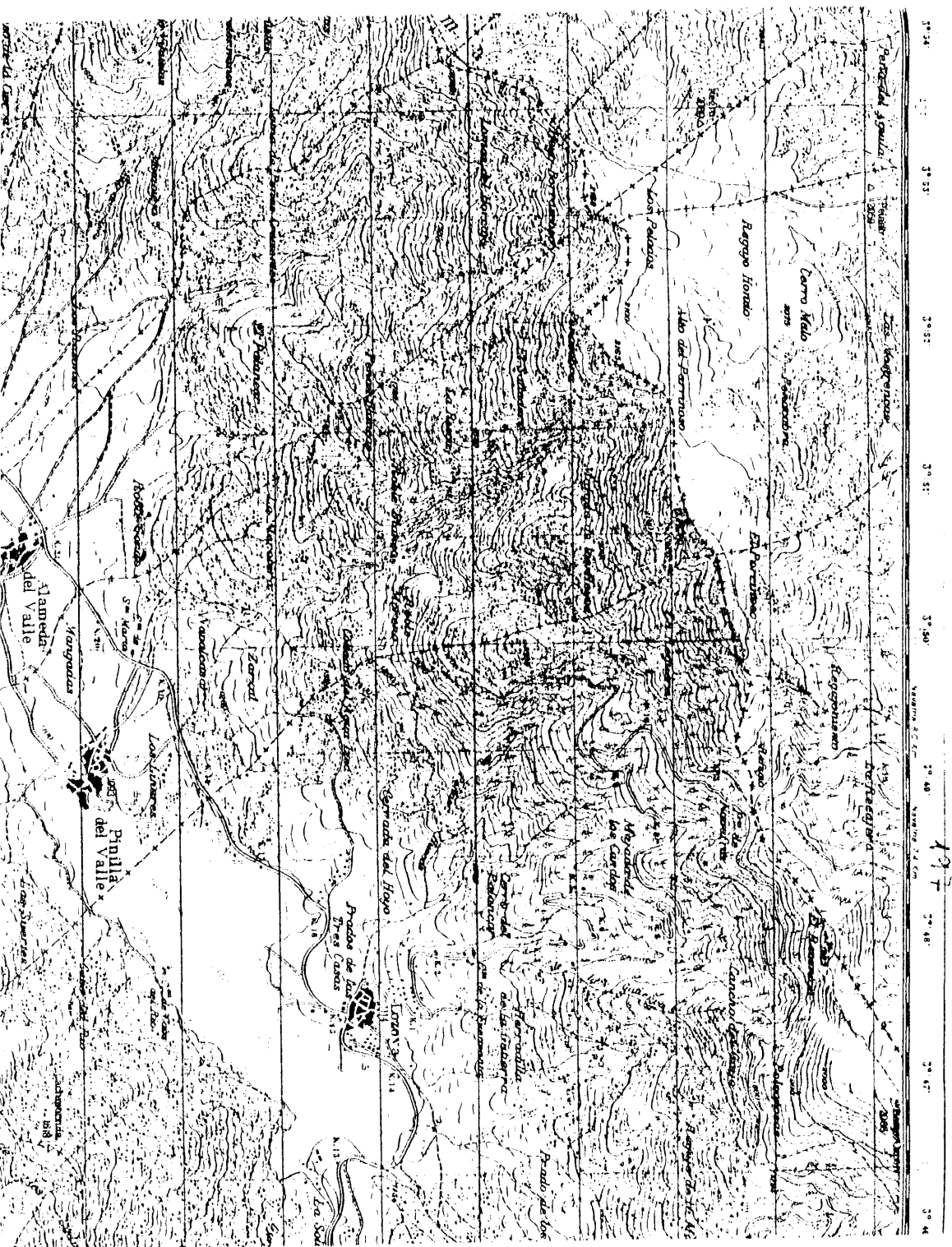
Afectuosamente le saluda

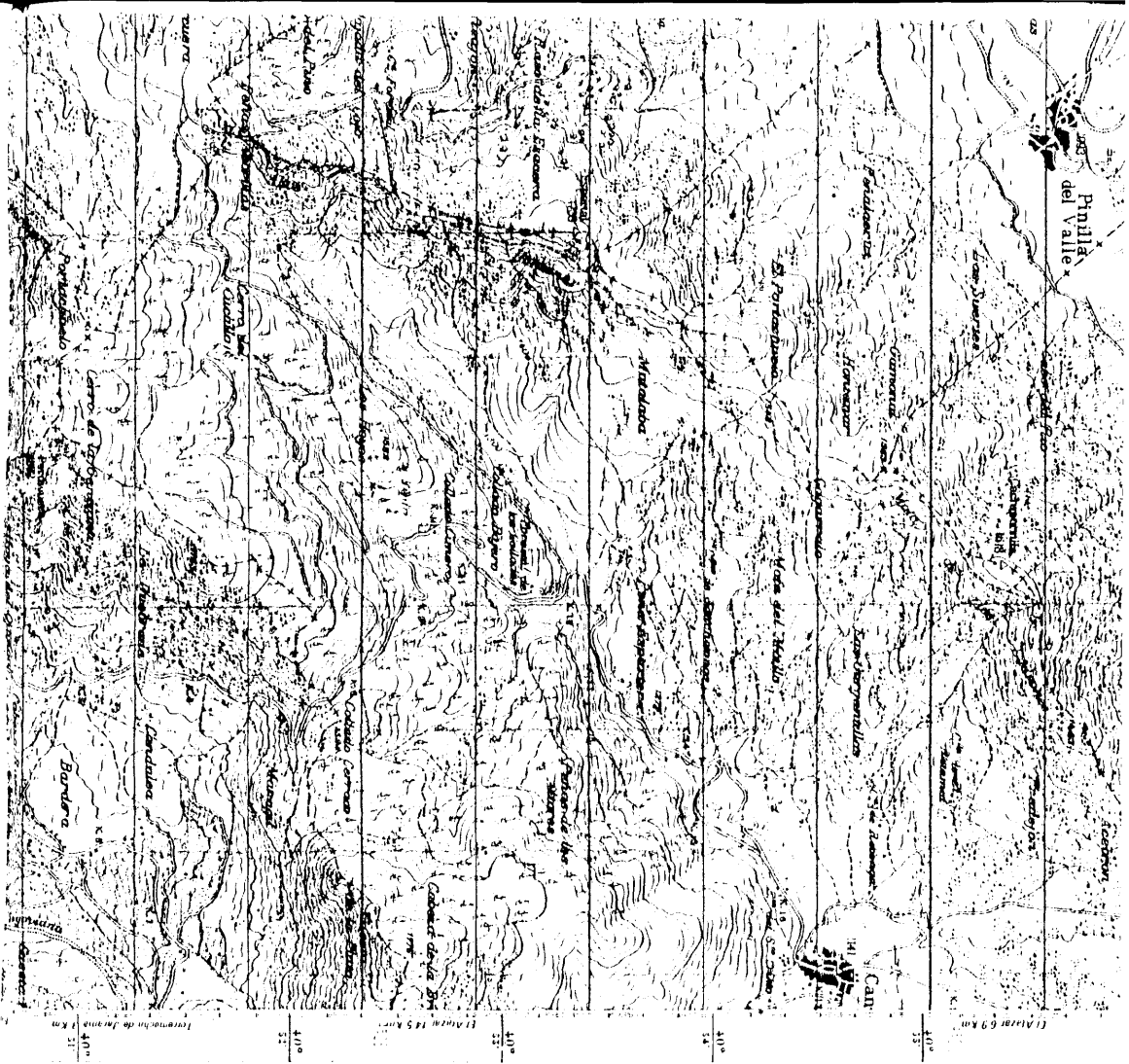
-Enrique Baonza del Prado-
Ing. Jefe del Departamento de Técnicas Isotópicas











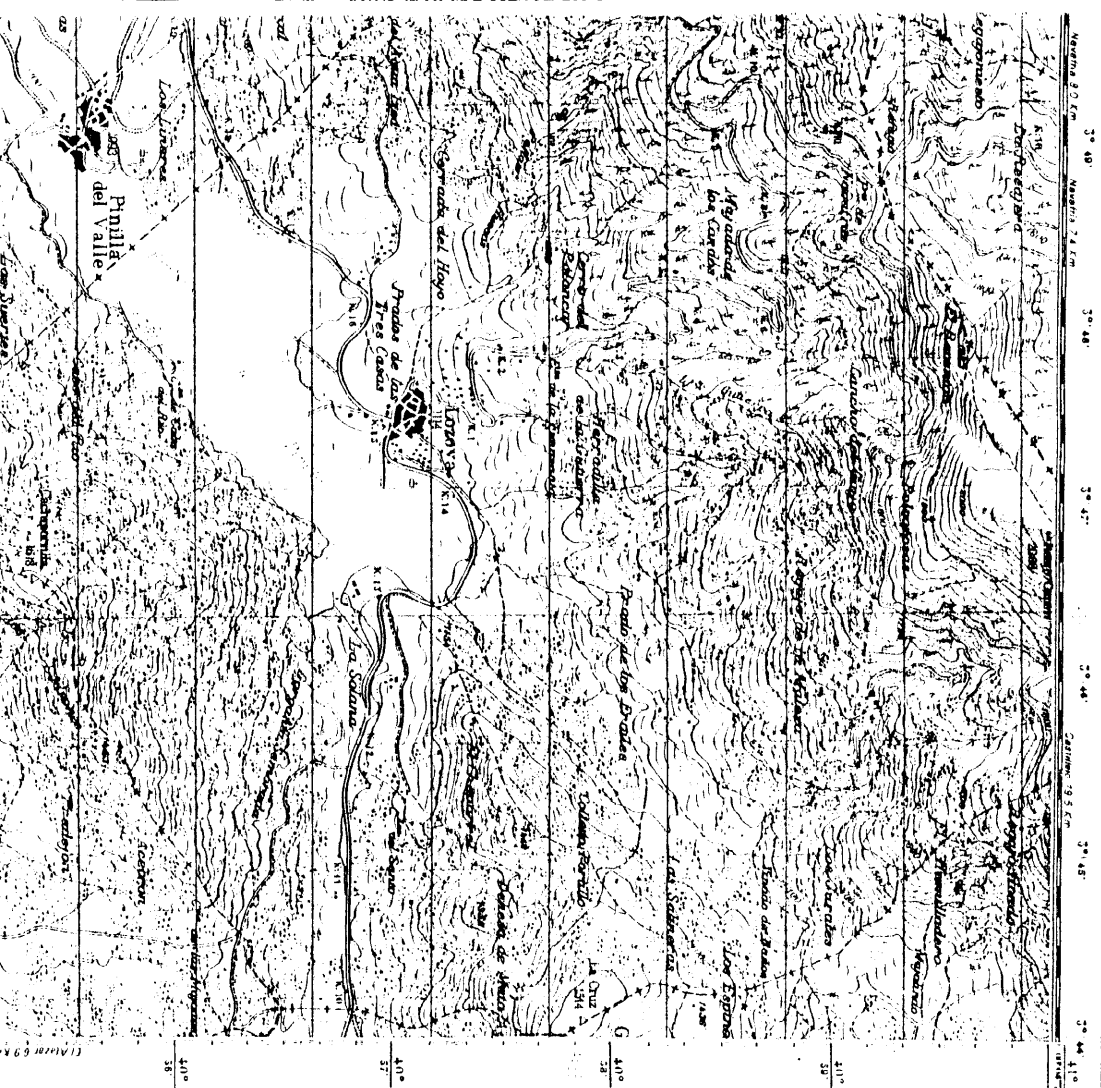
El presente mapa se
 ha
 elaborado
 con
 datos
 de
 1950

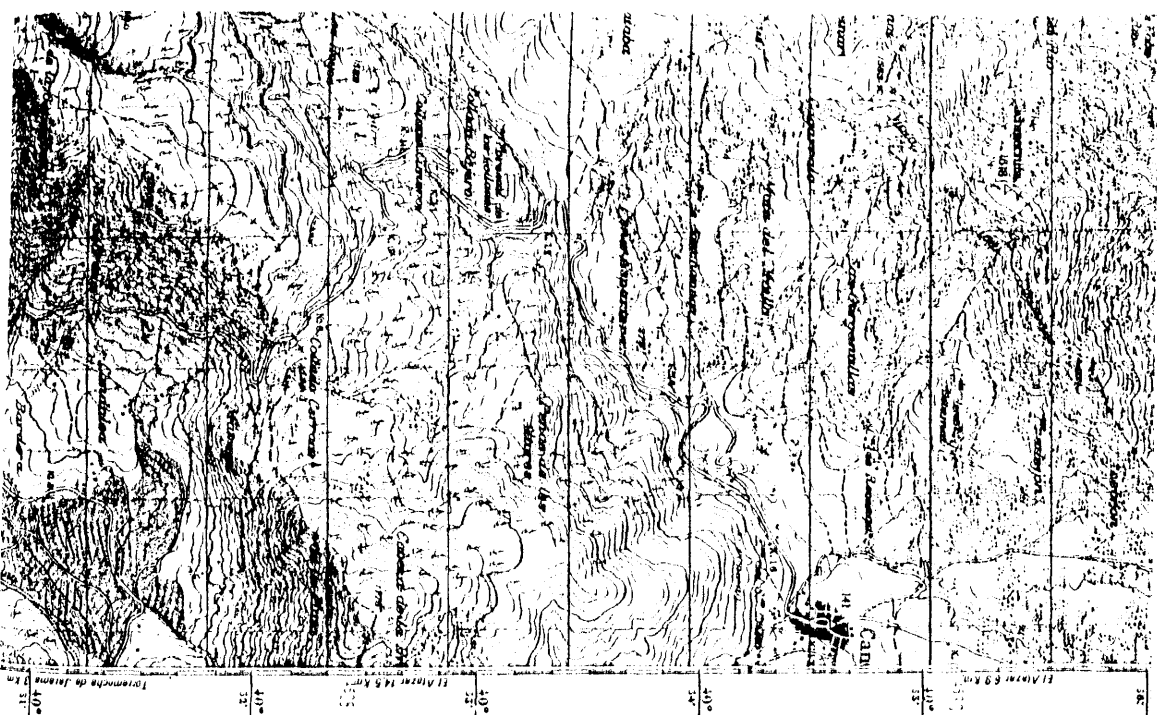
483	484
508	509

NOTA: El presente
 mapa se
 elaboró
 con
 datos
 de
 1950

SIGNOS CONVENCIONALES

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----





El presente mapa base es un fragmento del Mapa "Sierra de Guadarrama" cuyas características se indican a continuación:

483	484
508	509

Foto especial agrupando las notas del Mapa Nacional +83, +84, 508 y 509

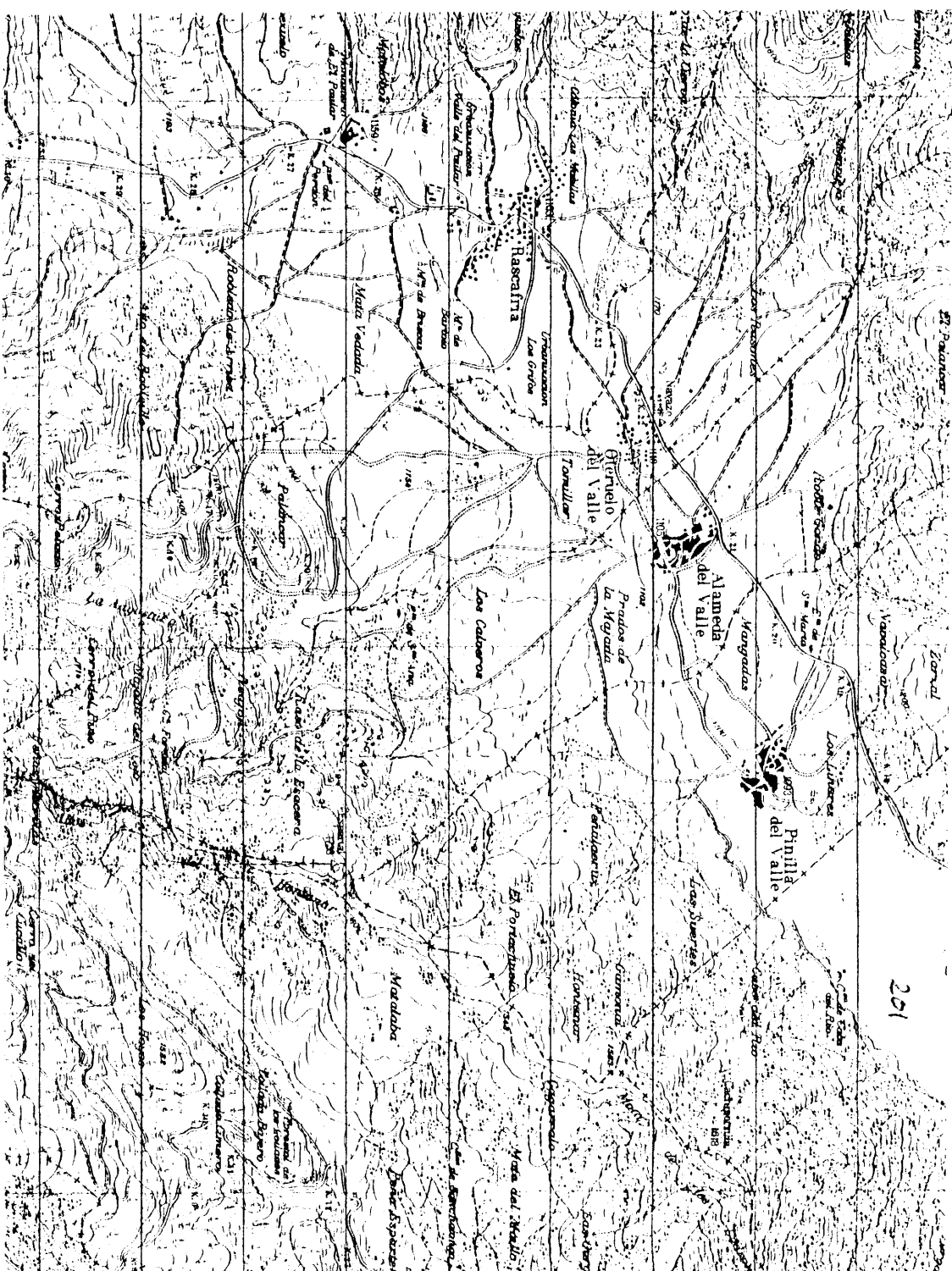
SIGNOS CONVENCIONALES

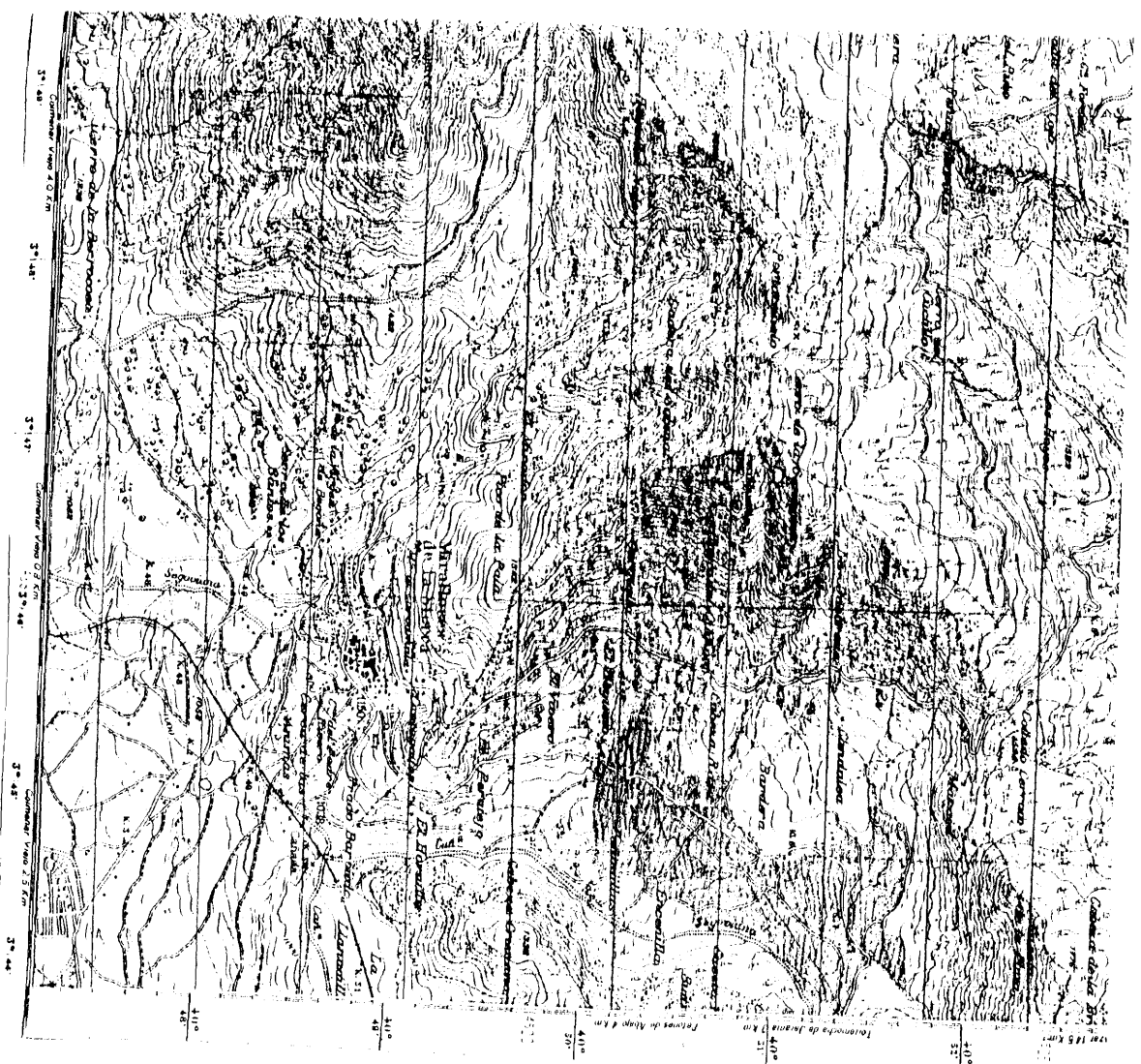
- [illegible]











1000 m

Las alturas se refieren al nivel medio del mar

Proyección U.T.M. Elipsoides internacional

Efectuados los trabajos de Geodesia "Geografía"

por el INSTITUTO GEOGRÁFICO

INFORMACIÓN CARTOGRAFICA

HOJA 482-Topografía-2-1951 a 1952

HOJA 508-Topografía-2-1951 a 1952

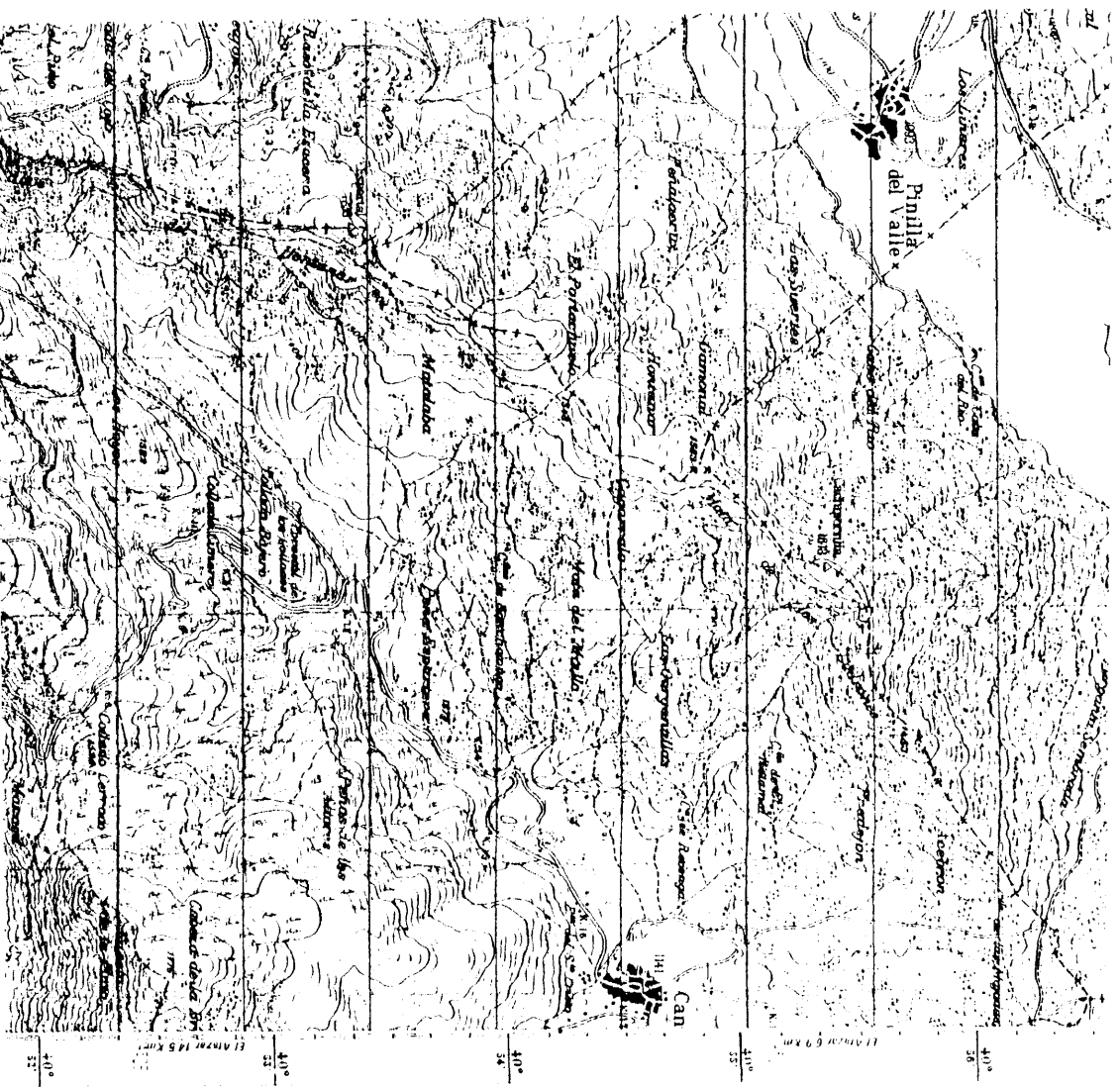
HOJA 509-Topografía-2-1951 a 1952

Se han tomado las unidades con la nota 504

El presente map
del "Ara" "31e
características

483	484
508	509

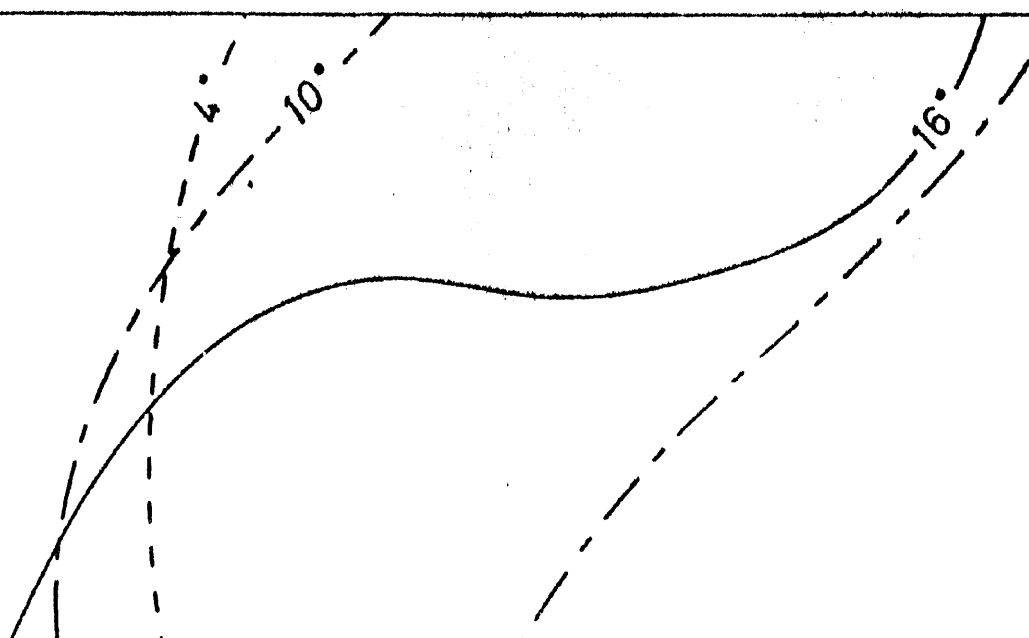
SIGN

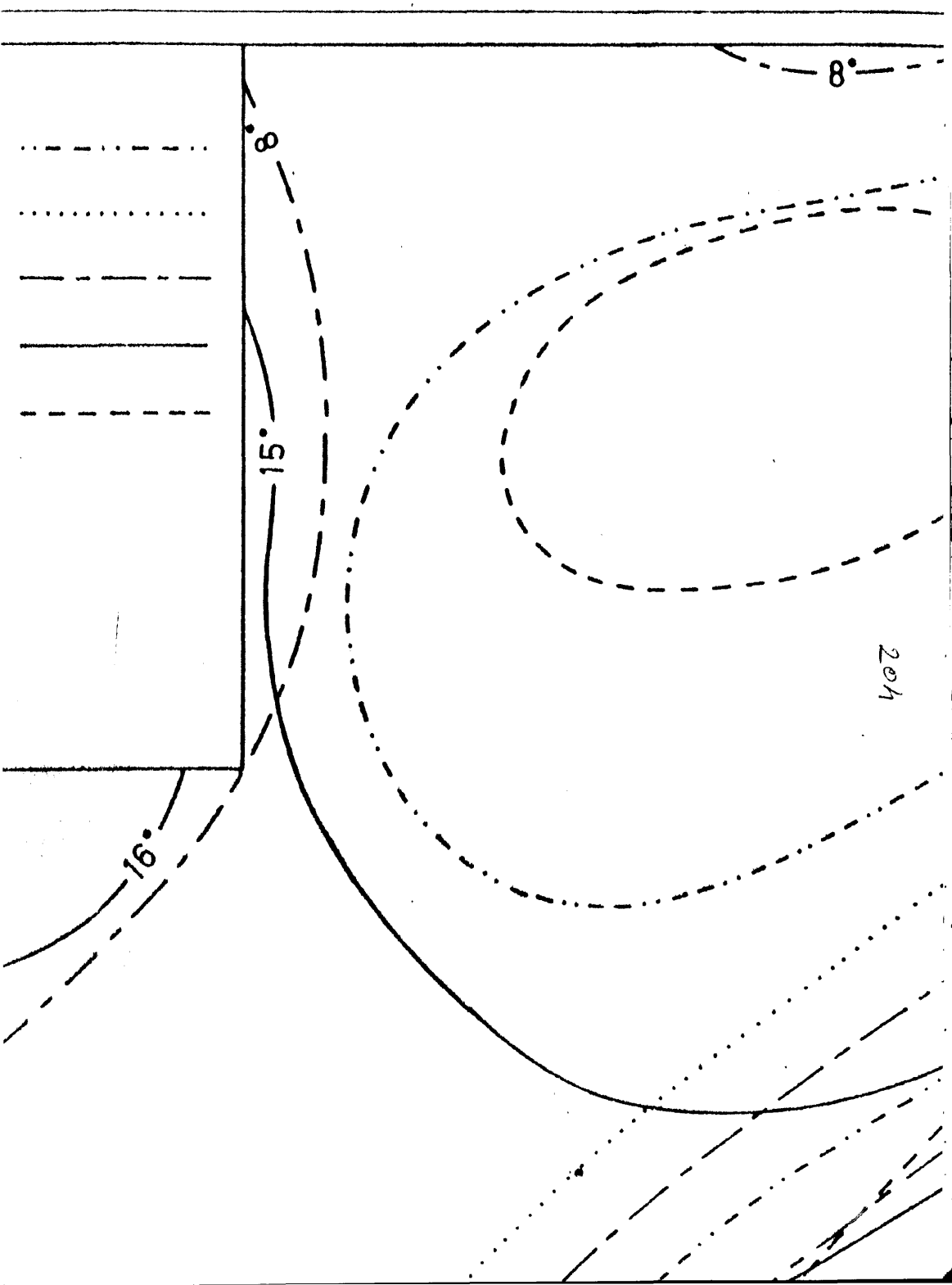


Precipitación media del año
Precipitación media de verano
Temperatura media anual	-----
Temperatura media de máximas (anual)	_____
Temperatura media de mínimas (anual)	-----

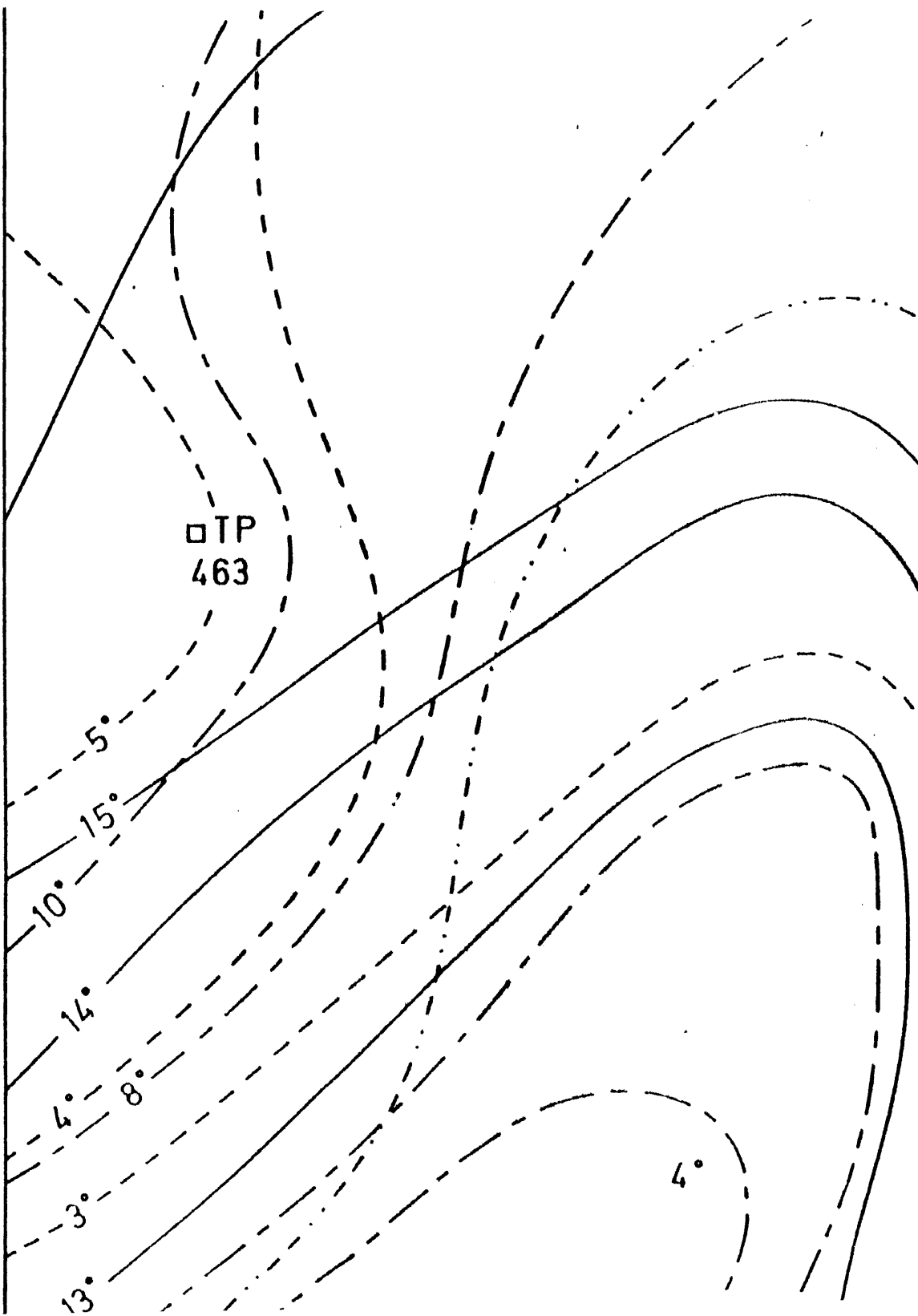
- ☐ P Estación pluviométrica
- ☐ TP Estación termopluviométrica
- ☐ C Estación completa

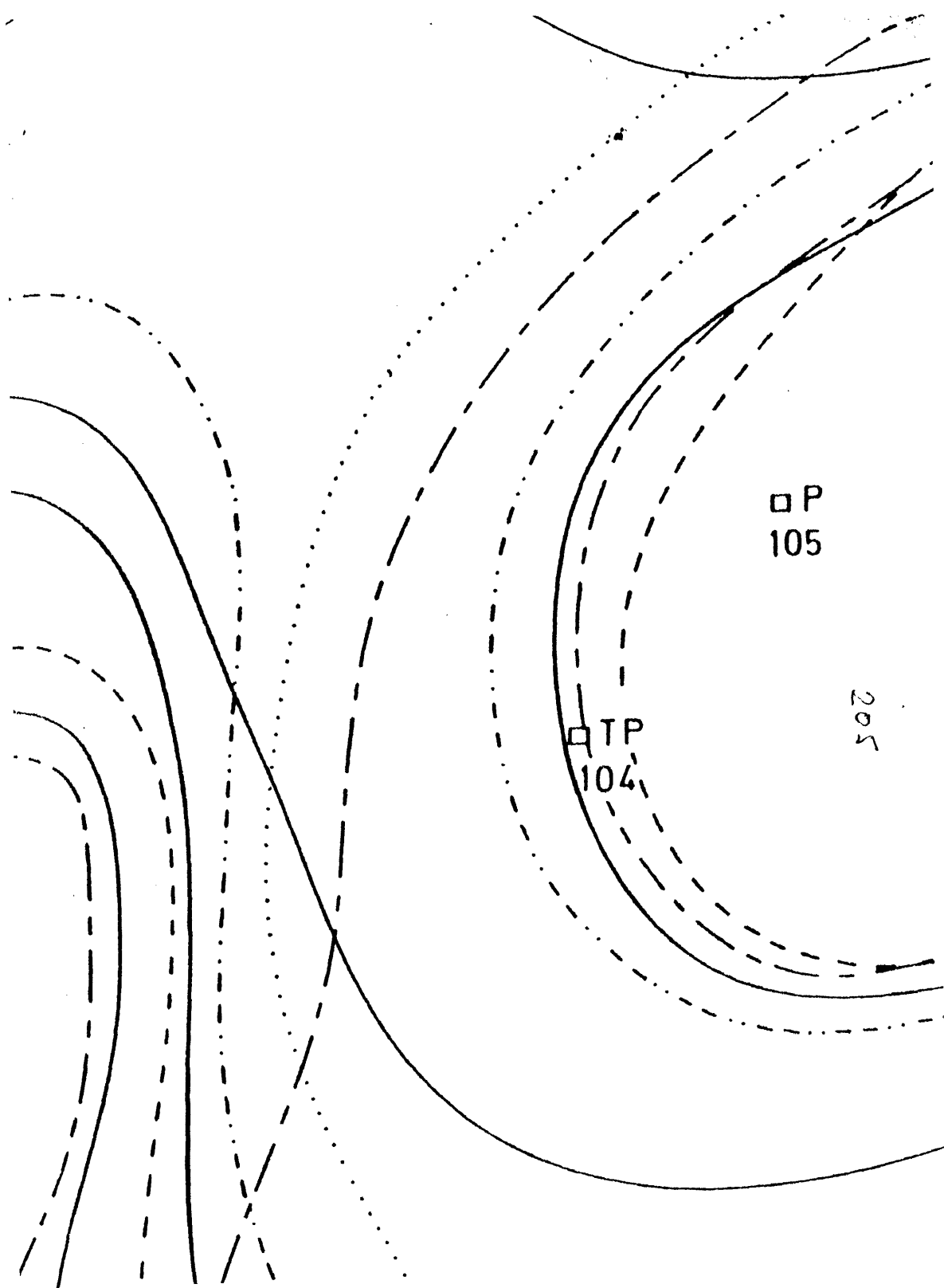
104 Número de estación del S.M.N.

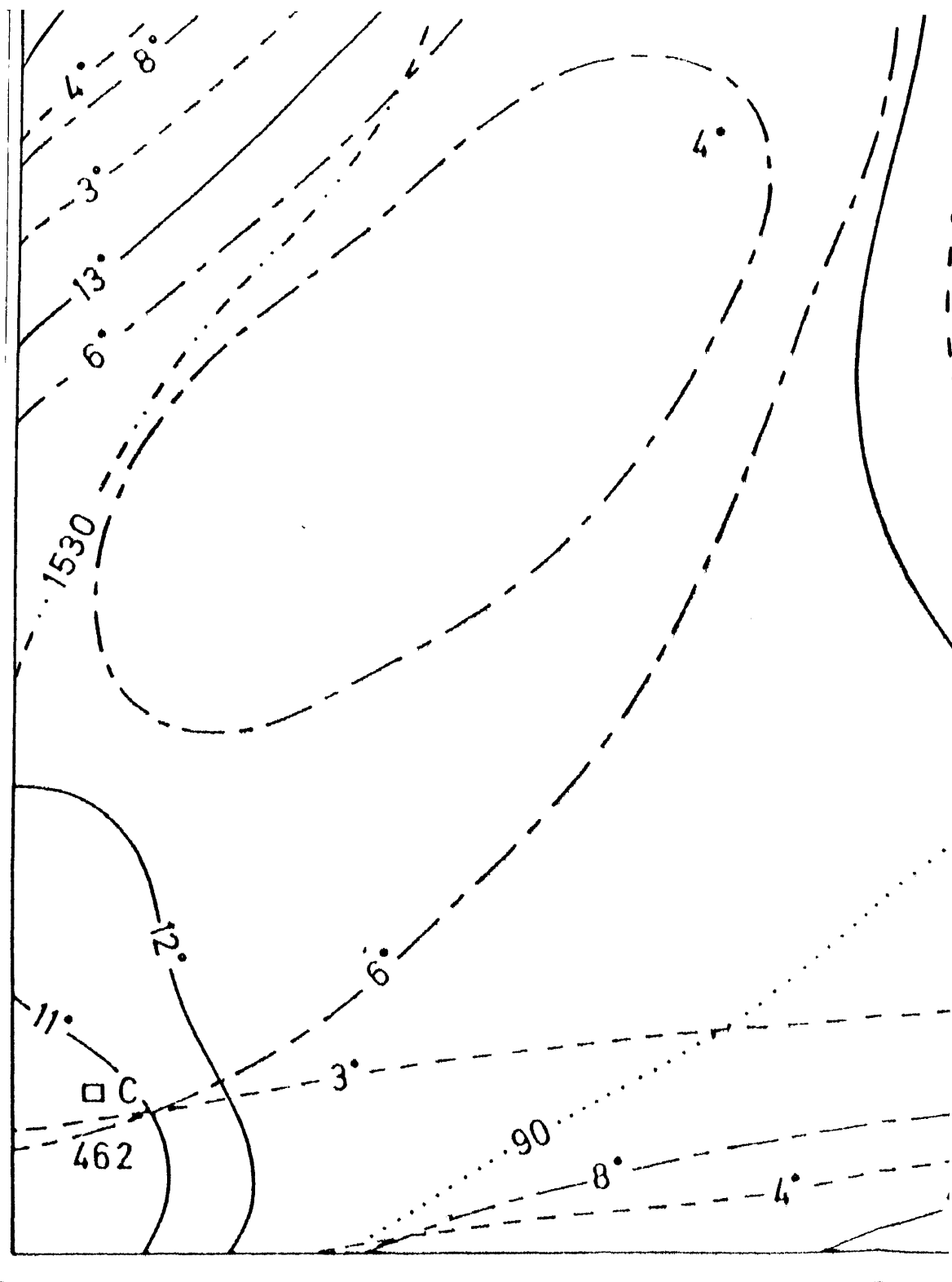


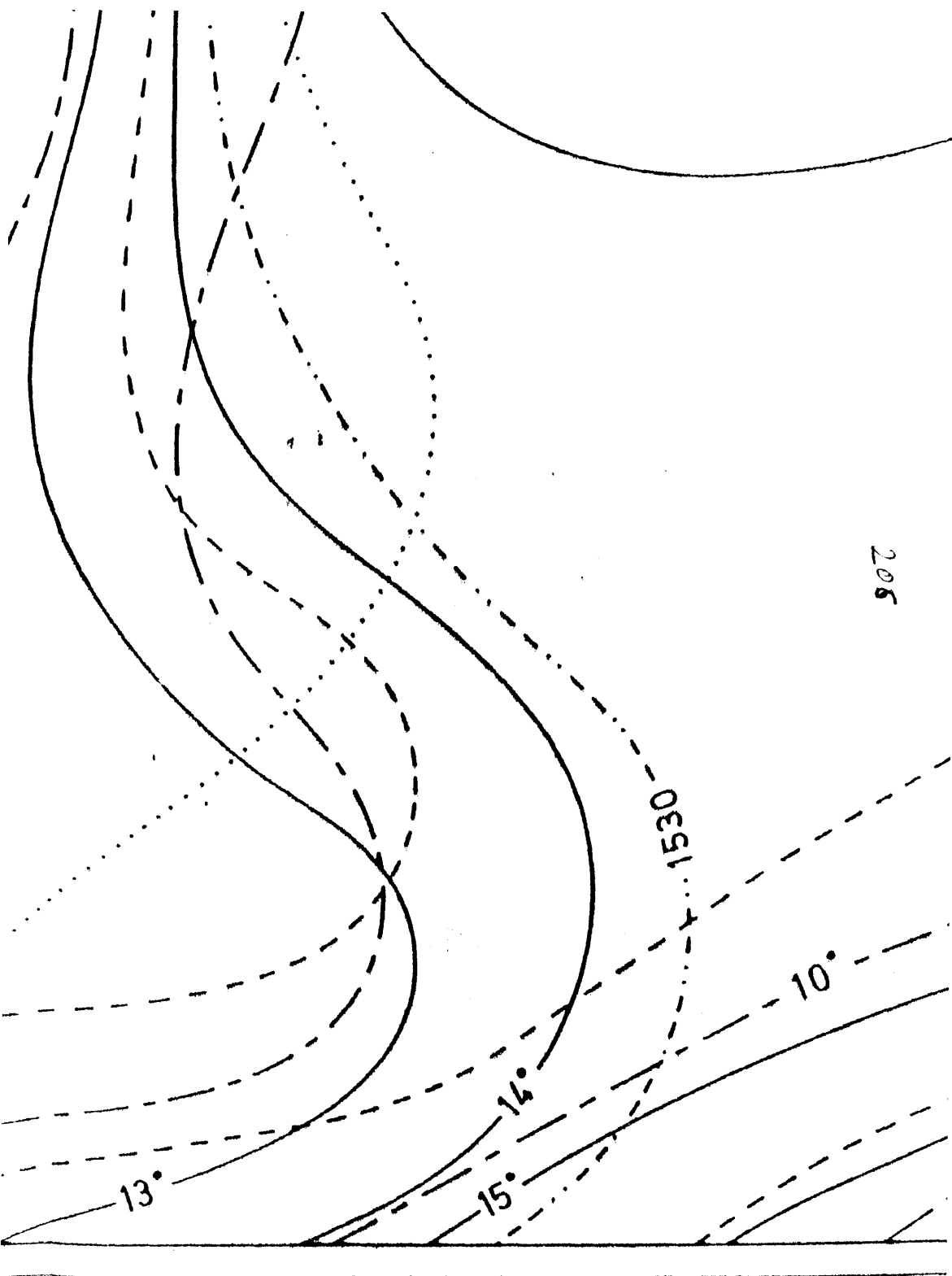


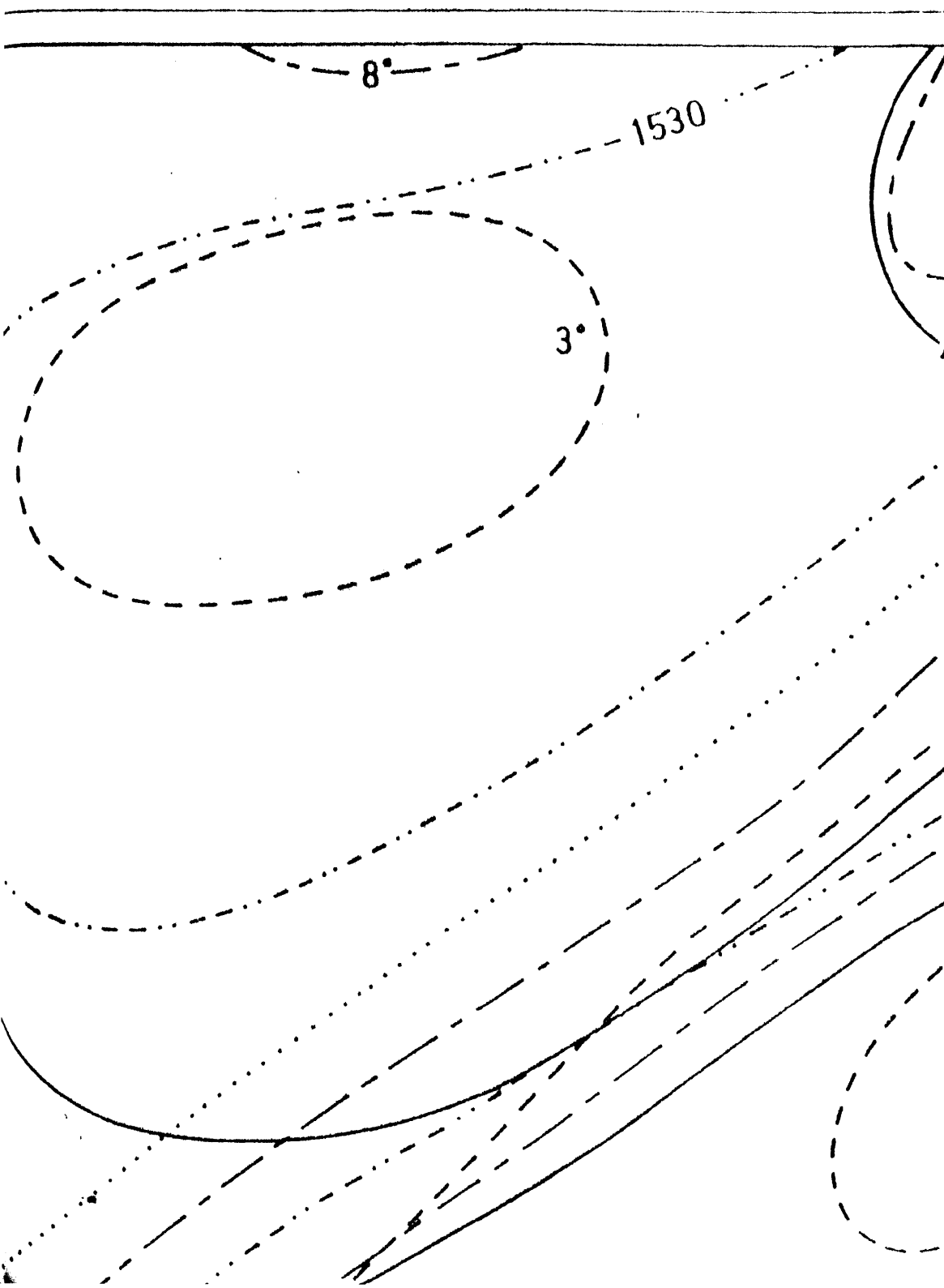
□TP
463

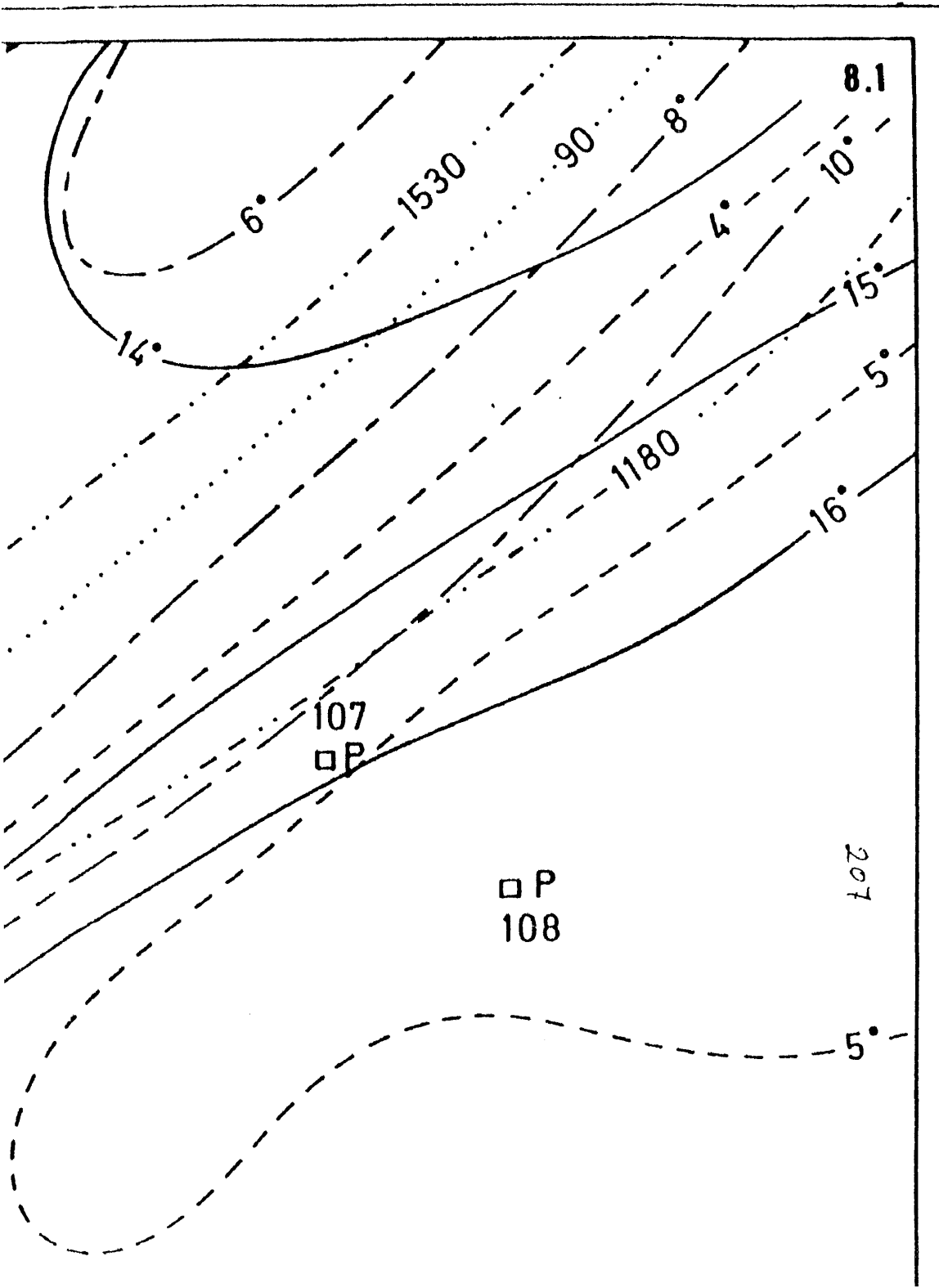


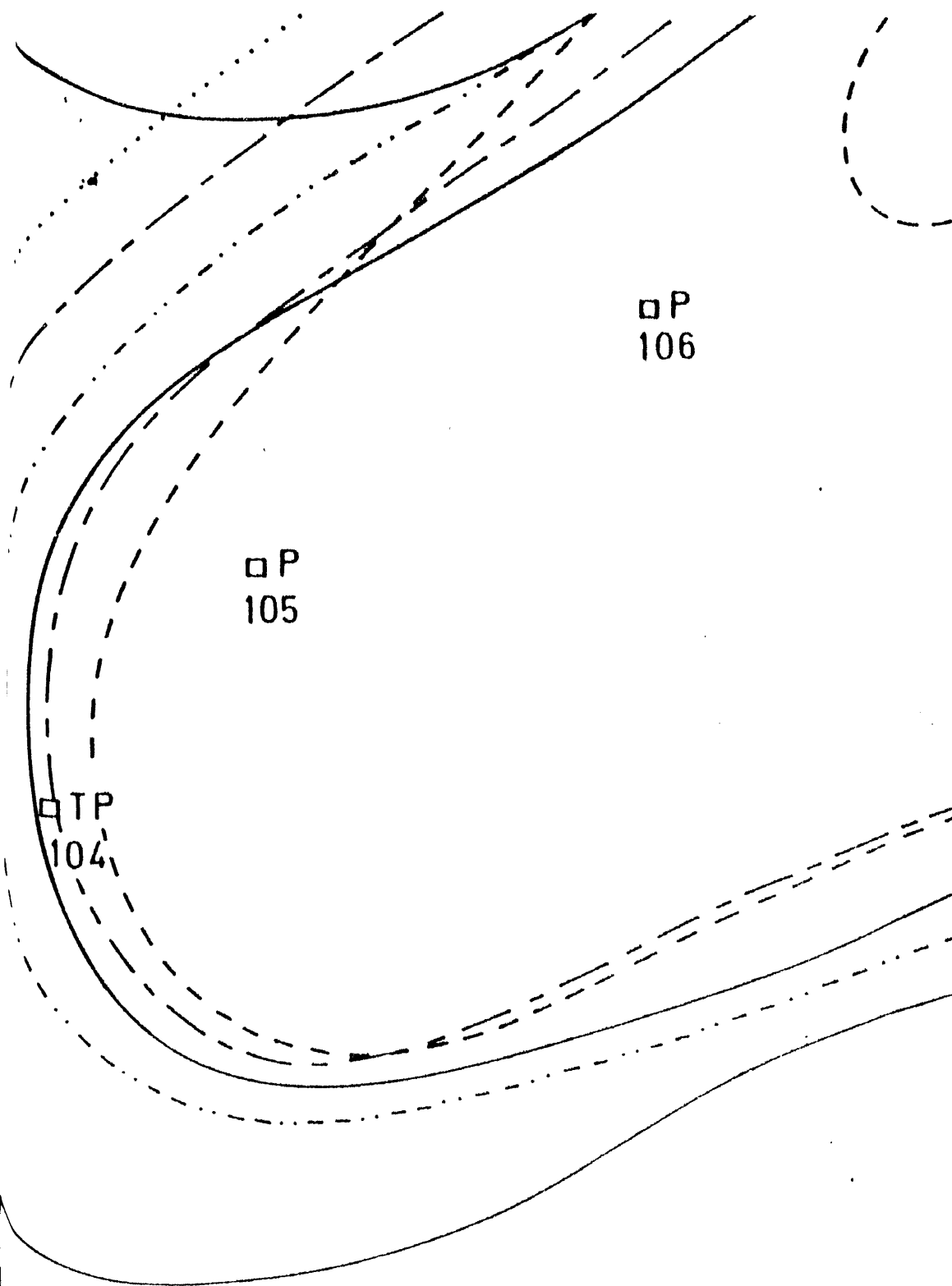


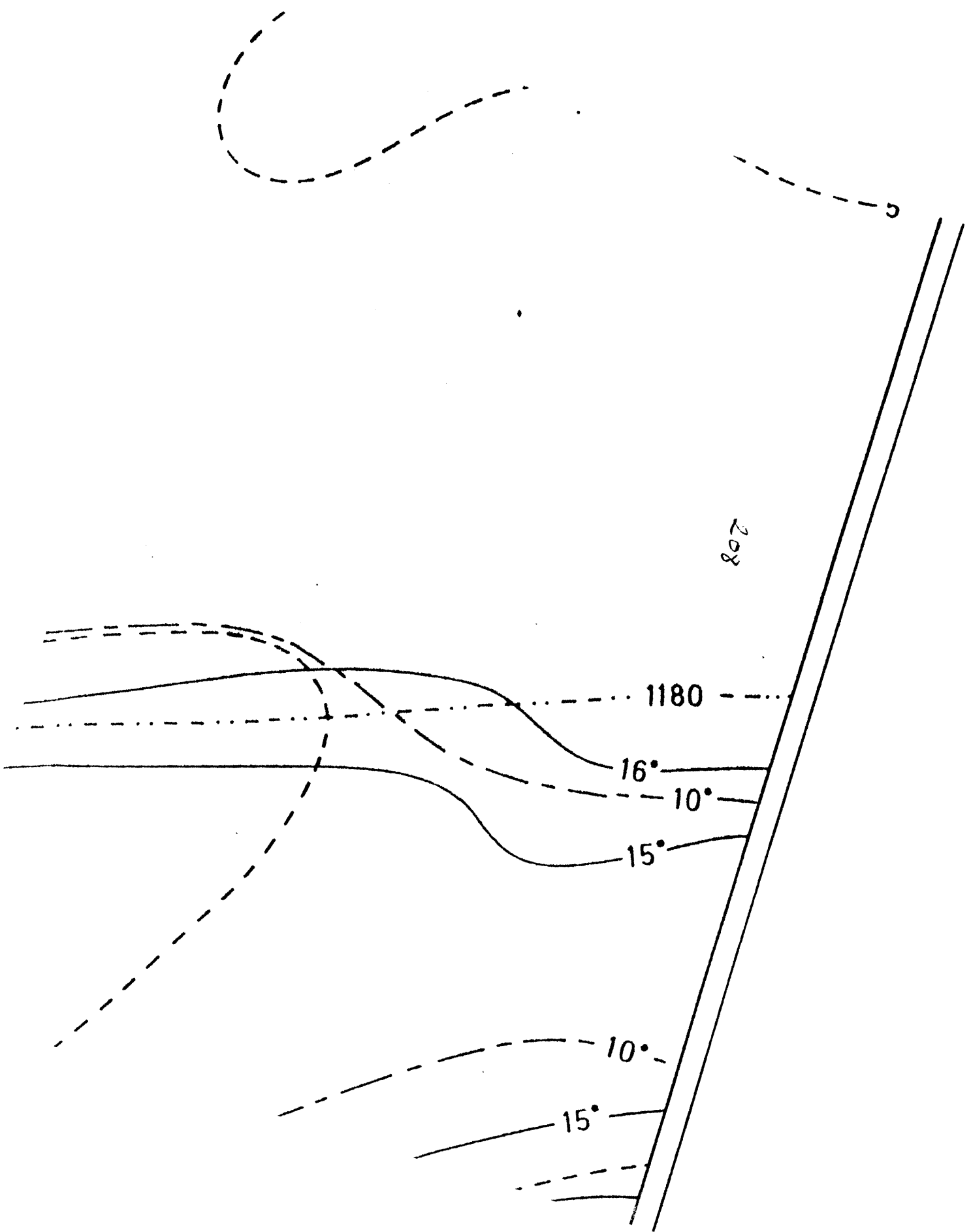


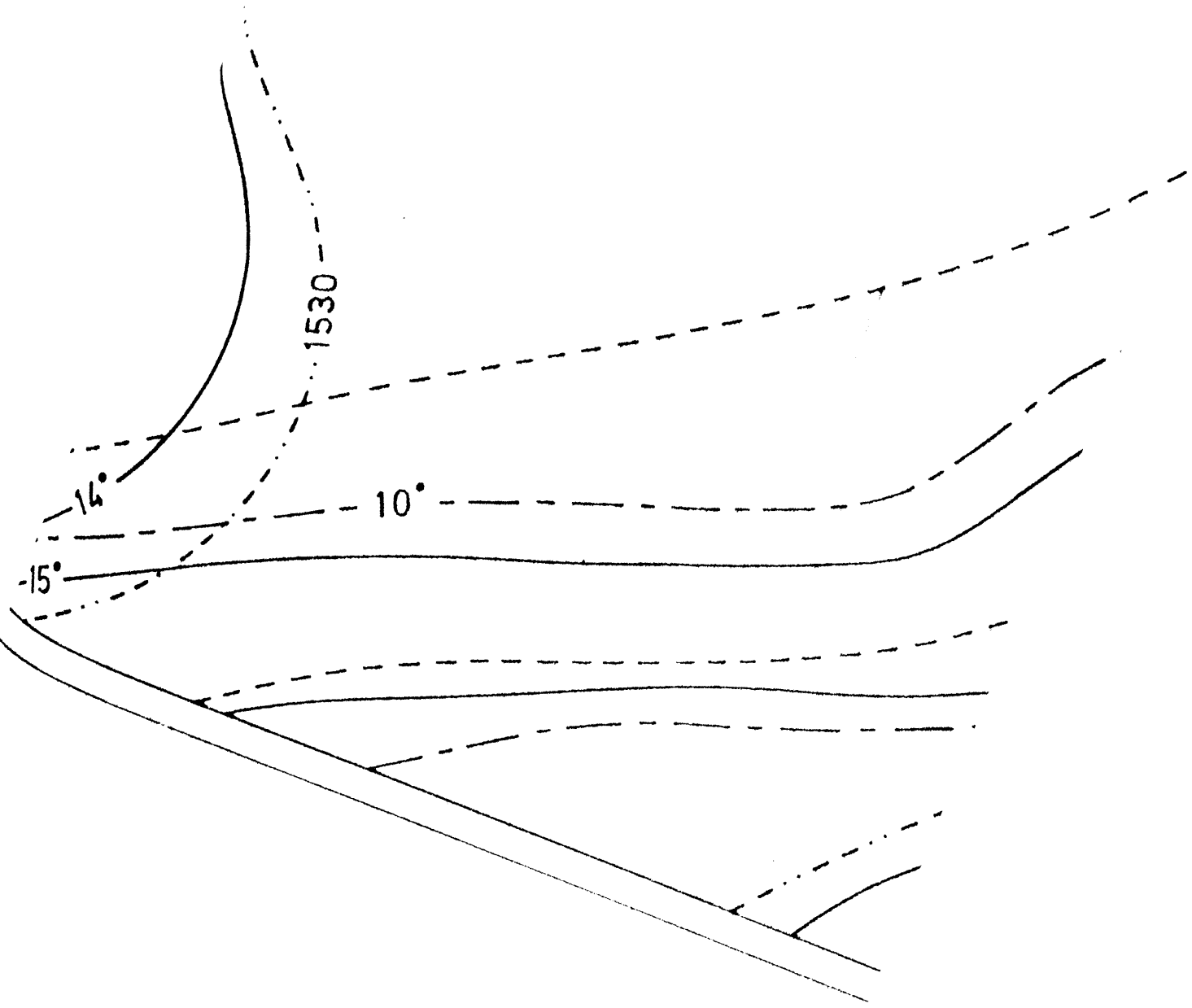
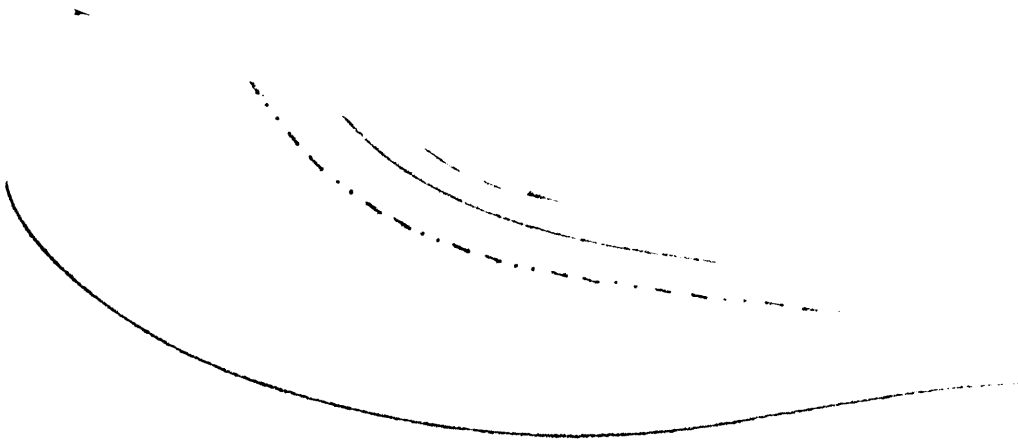


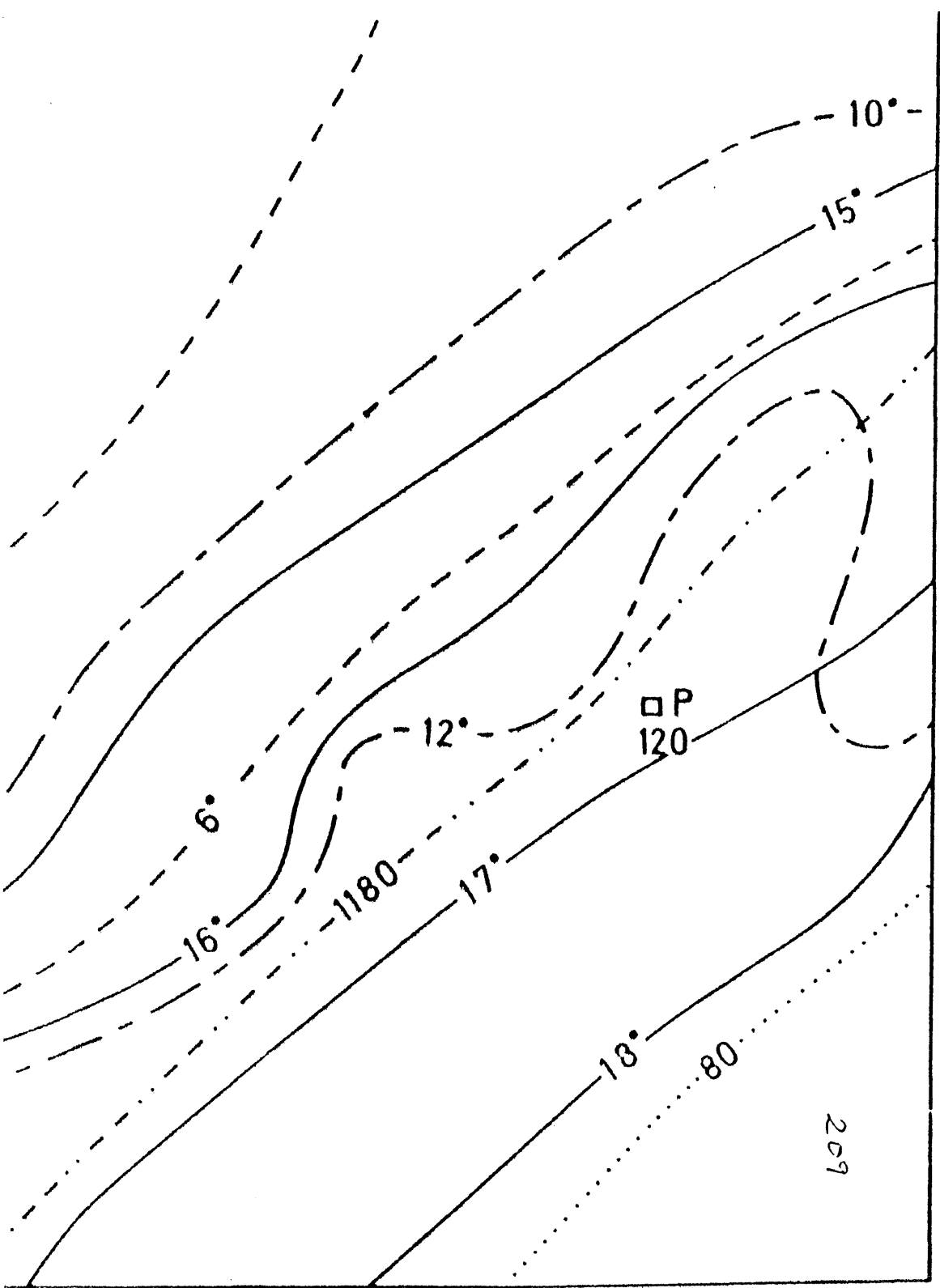






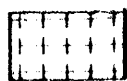




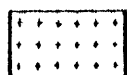


AFLORAMIENTOS Y FORMACIONES SUPERFICIALES

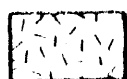
Granito



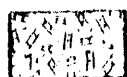
Anatexitas en general



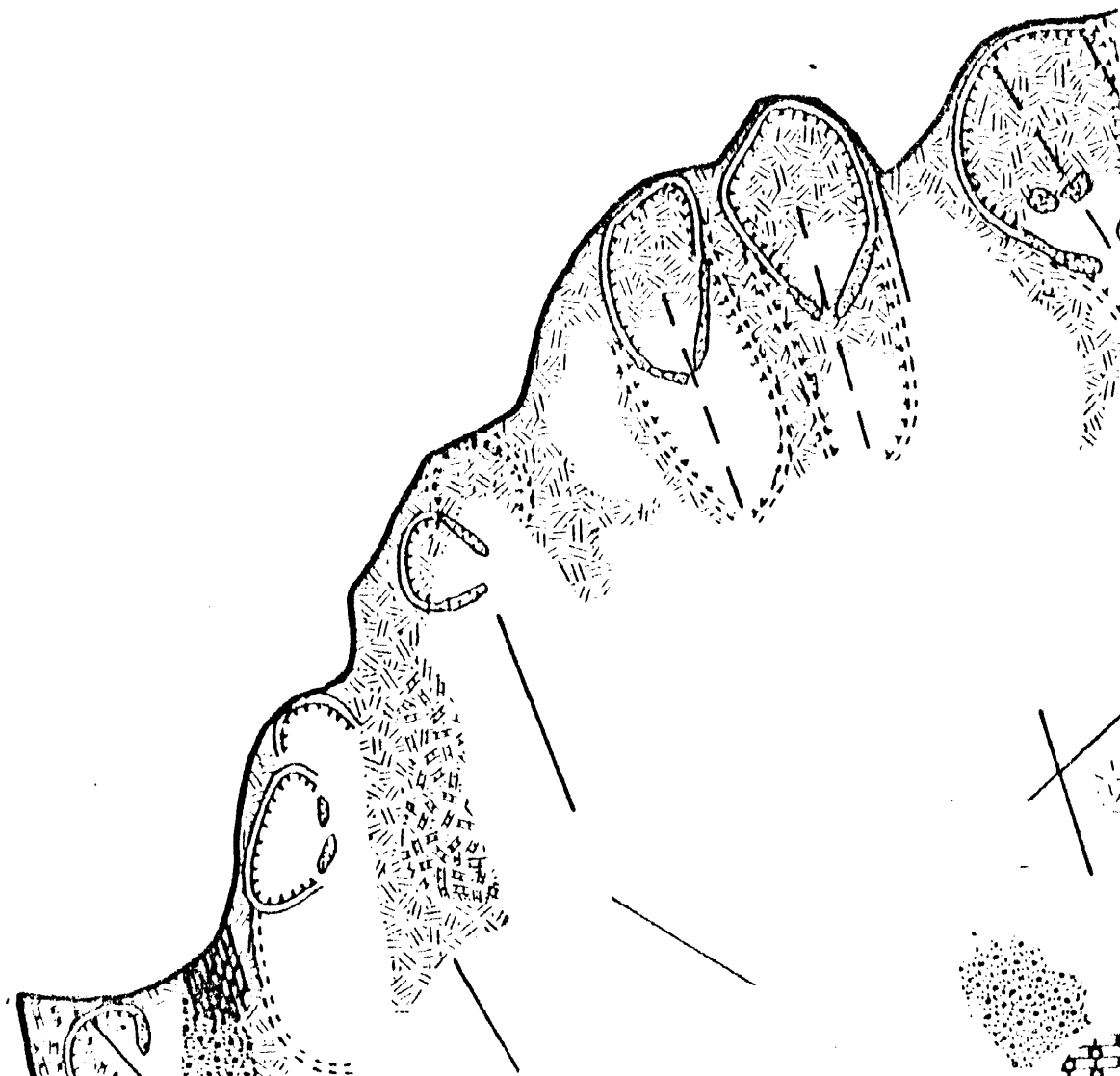
Ortogneises en general



Gneis facies Morcuera



210



Gneis facies Morcuera

Gneis glandular félsico

Gneis glandular mesocrato

Gneis glandular fémico

Calizas cenomanenses

Calizas diversas

Conglomerados neógenos

Conglomerados diversos

Mármoles, silicatos cálcicos

Talud de derrubios

Circo

Morrena

Arrastres

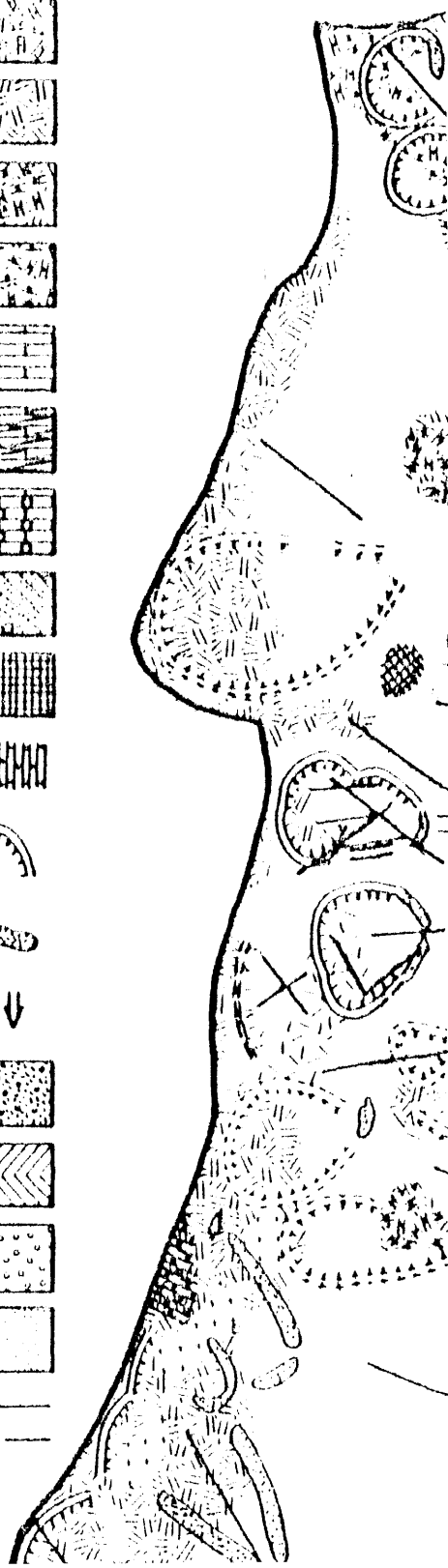
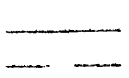
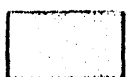
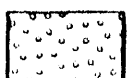
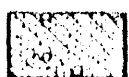
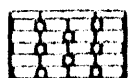
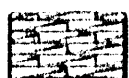
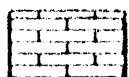
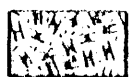
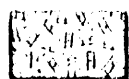
Mantos de cantos, canchales

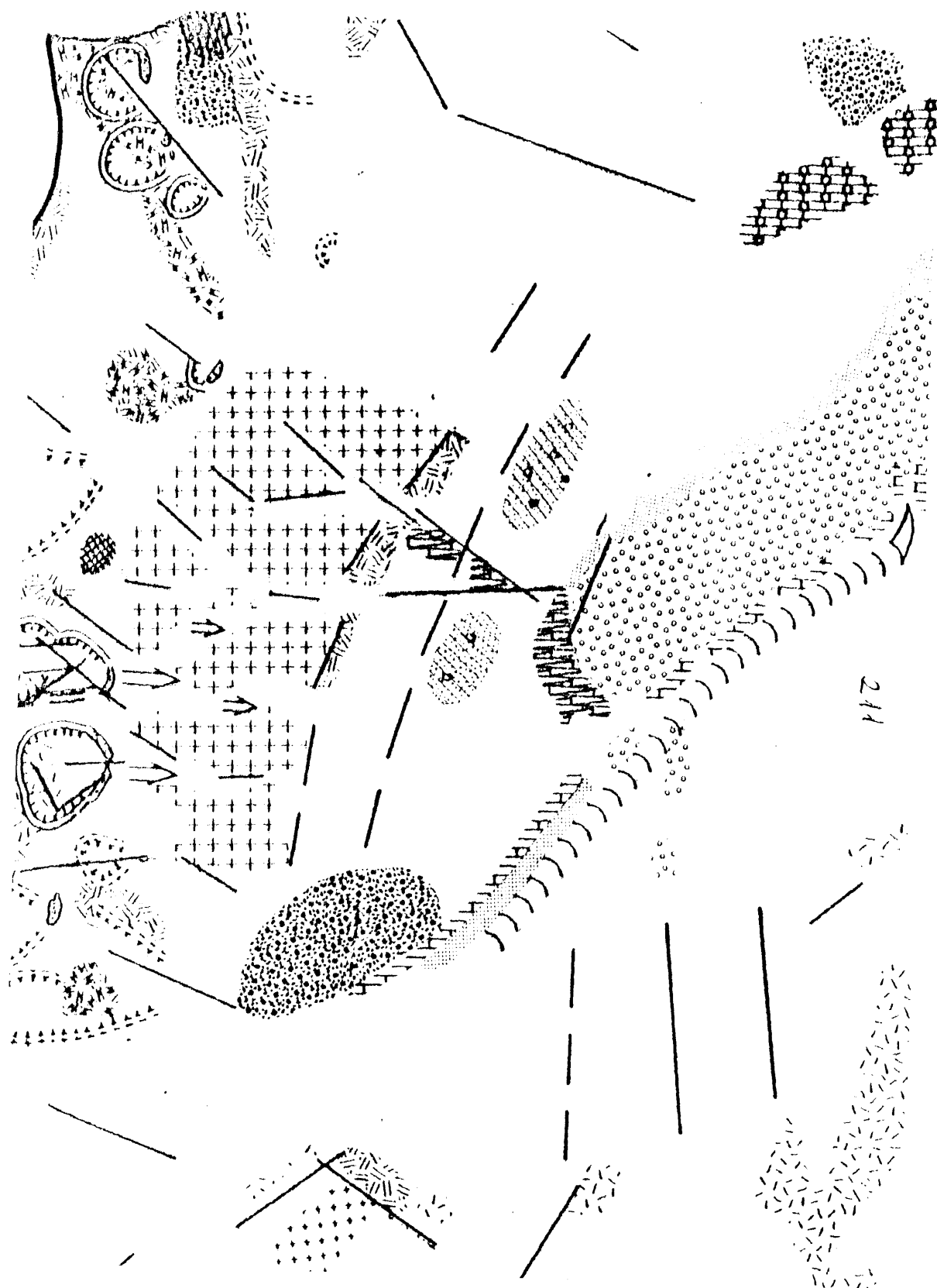
Pendientes regladas

Terrazas fluviales

Depósitos aluviales

Fracturas





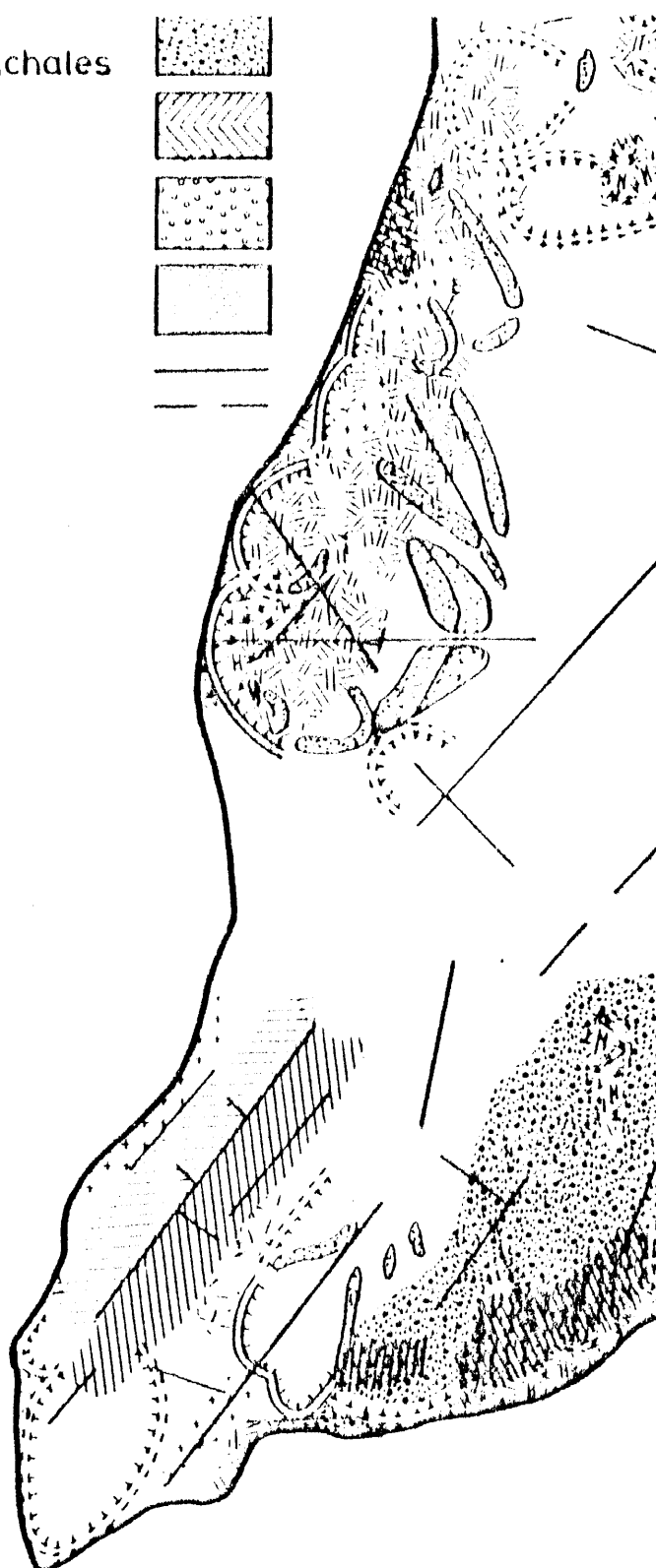
Mantos de cantos, canchales

Pendientes regladas

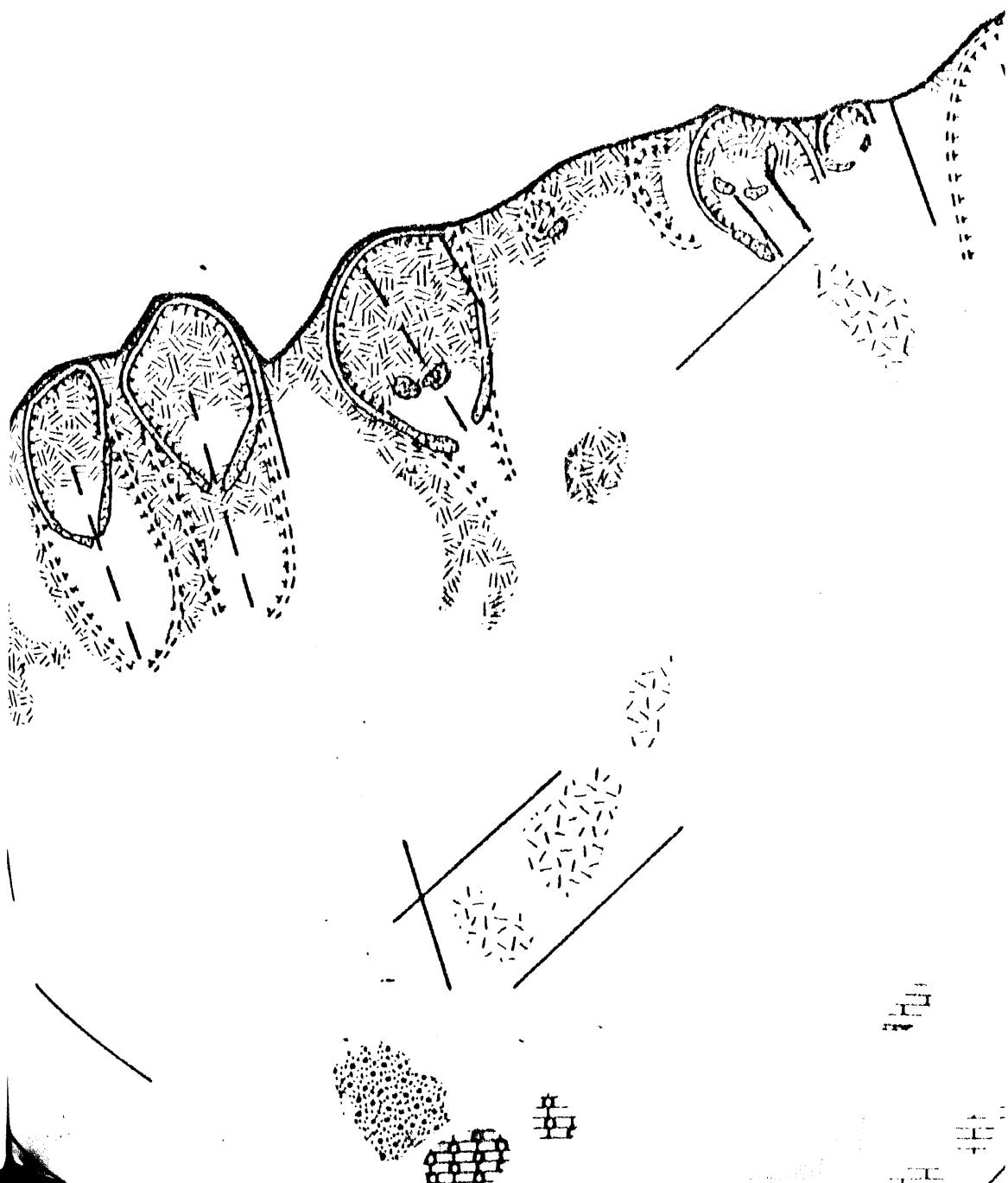
Terrazas fluviales

Depósitos aluviales

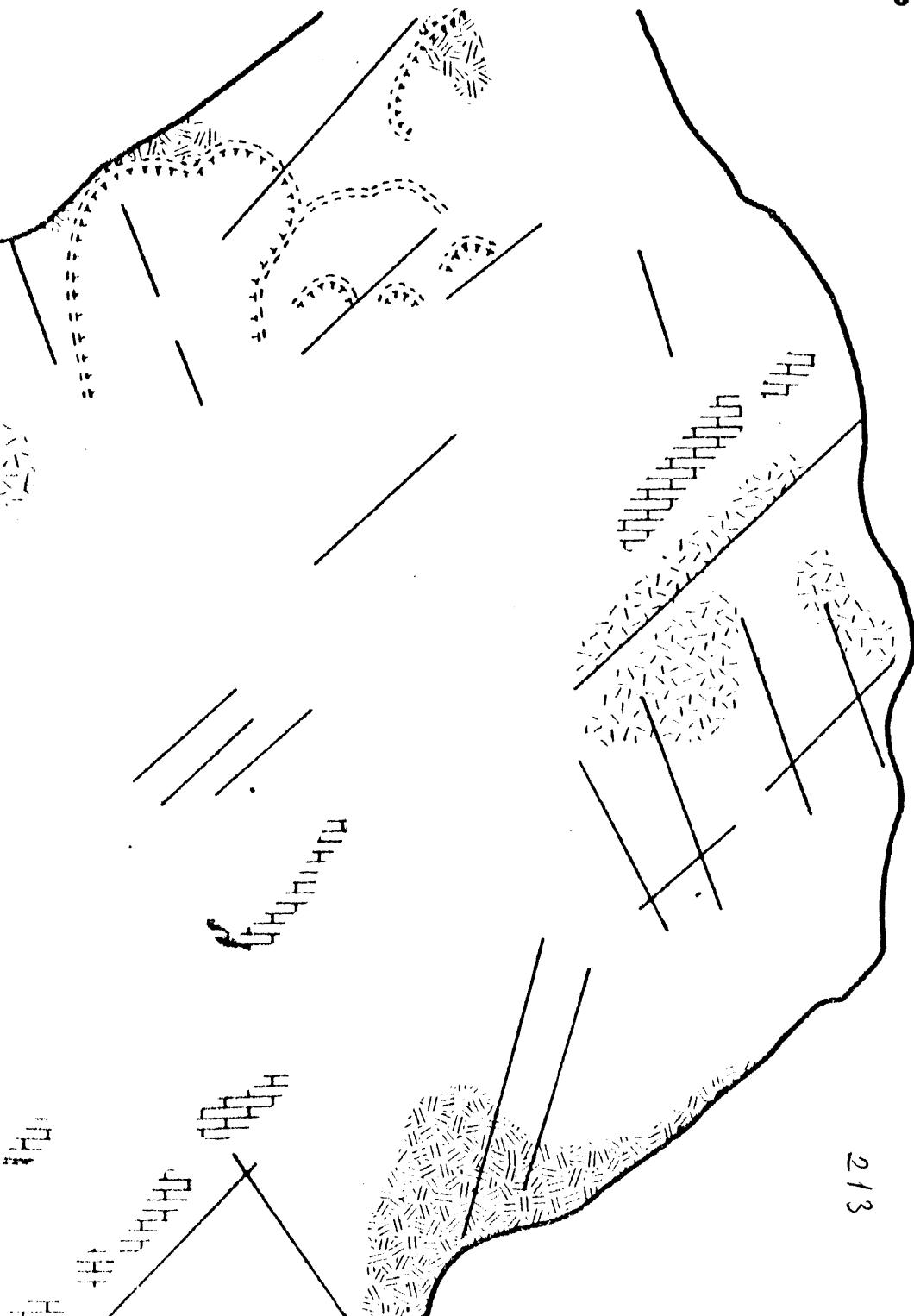
Fracturas

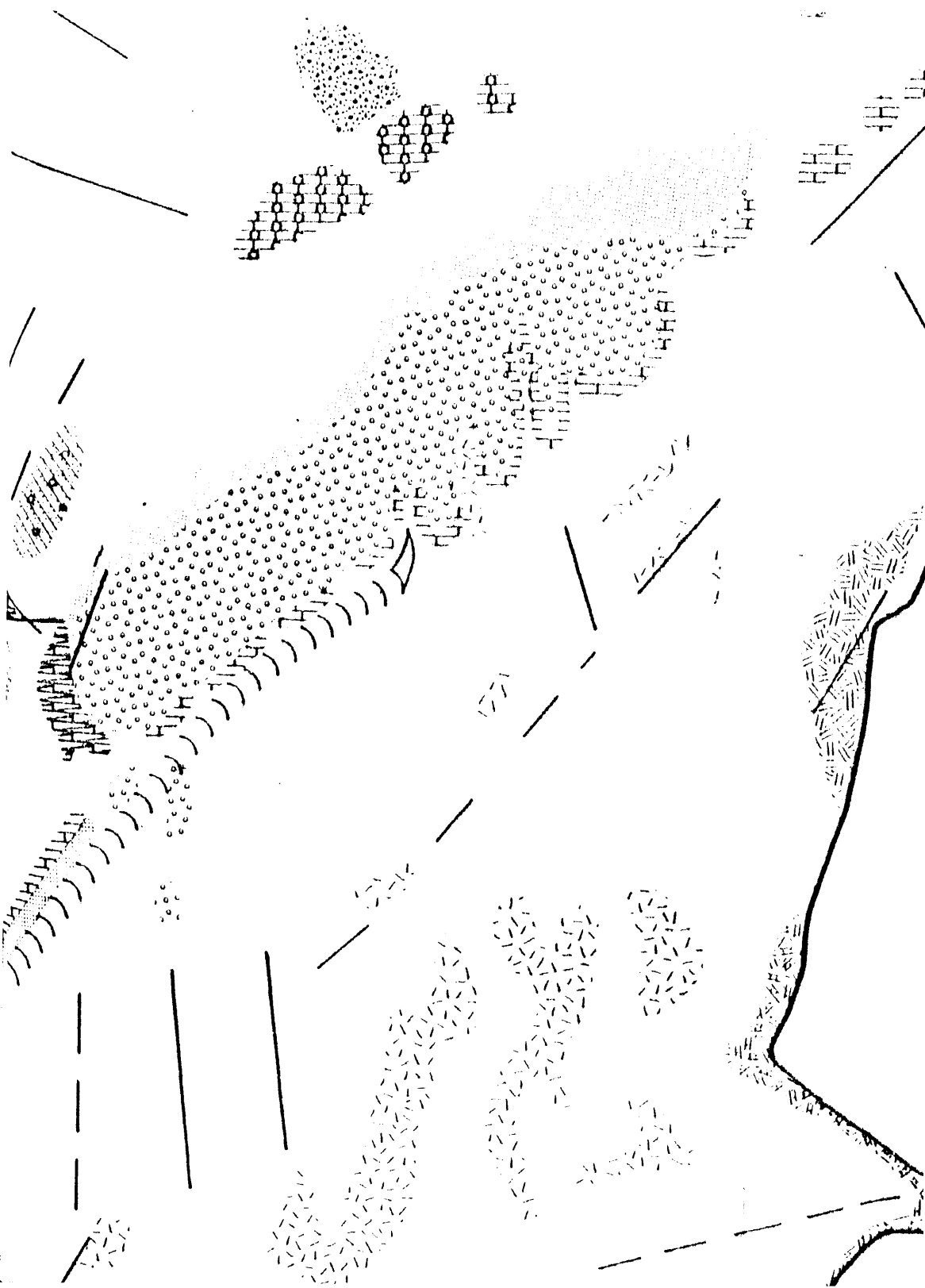






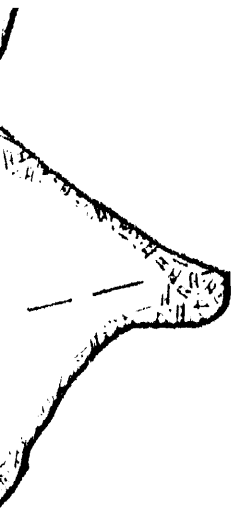
8.3





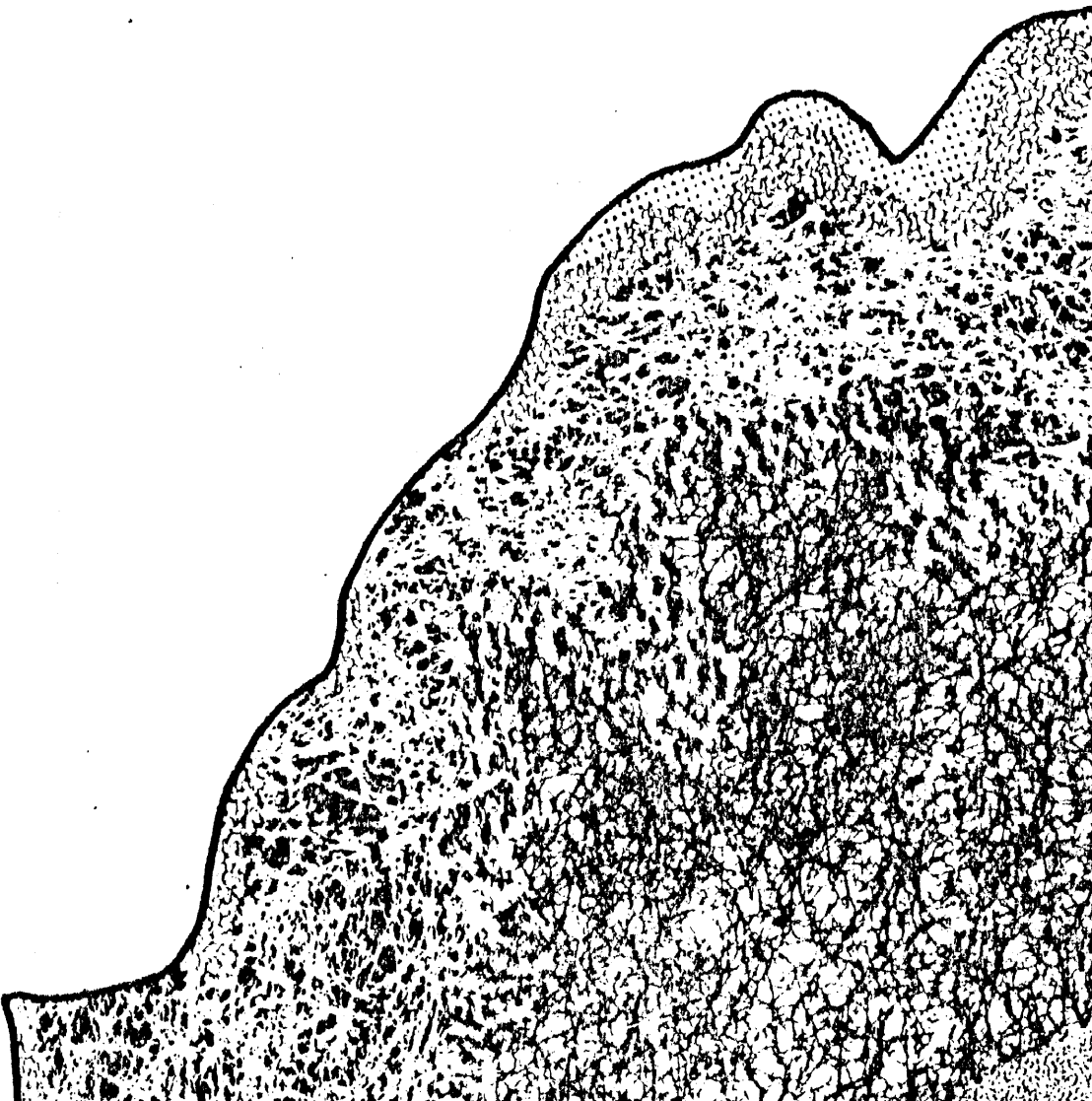


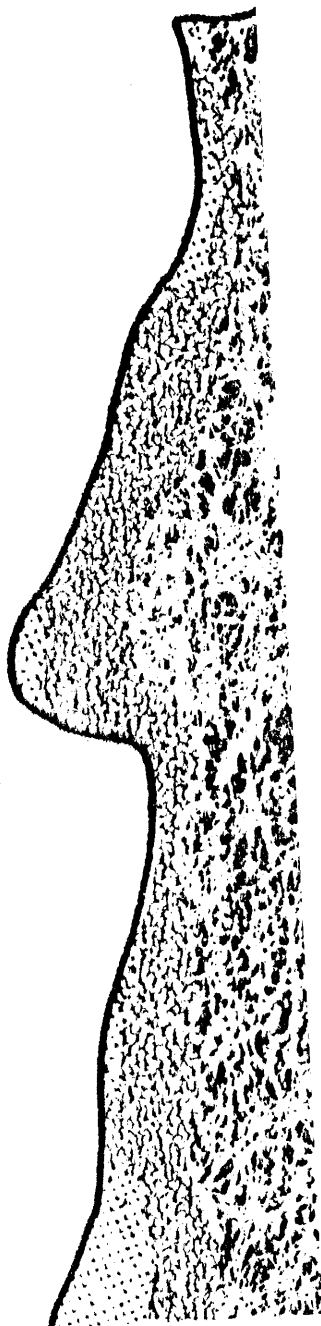




215

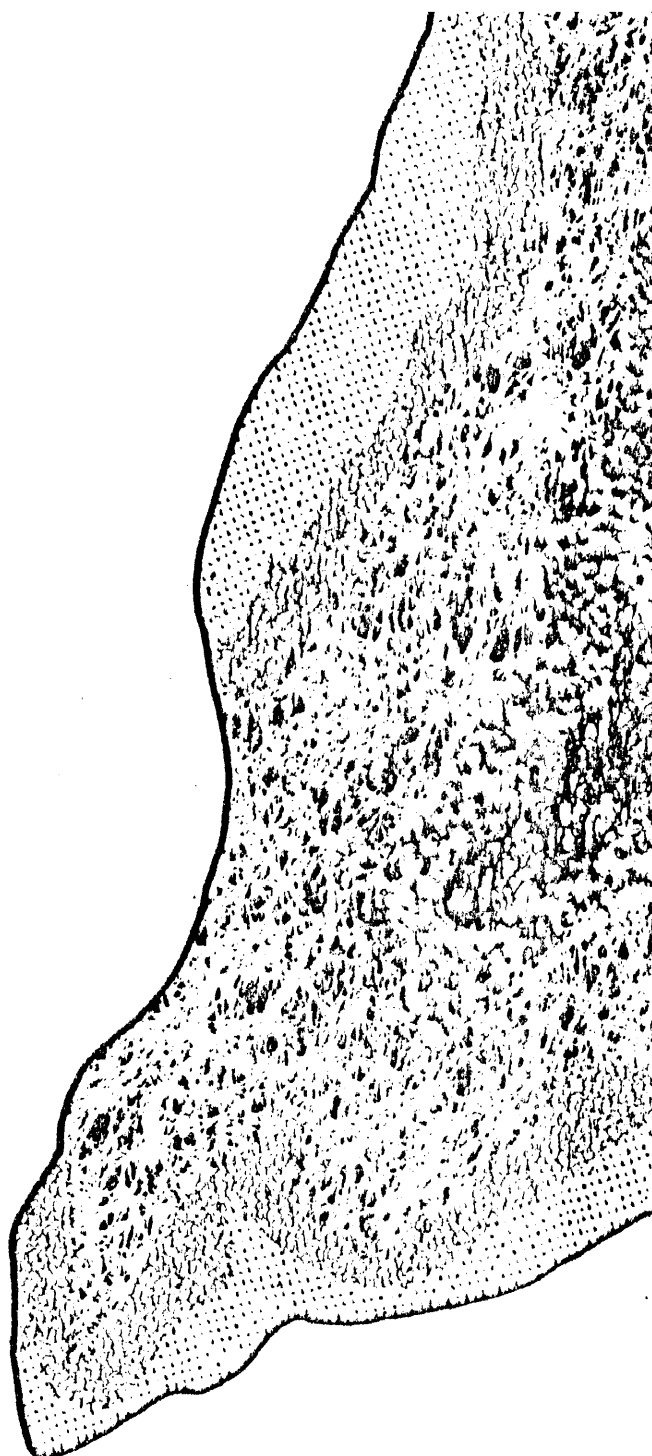
216





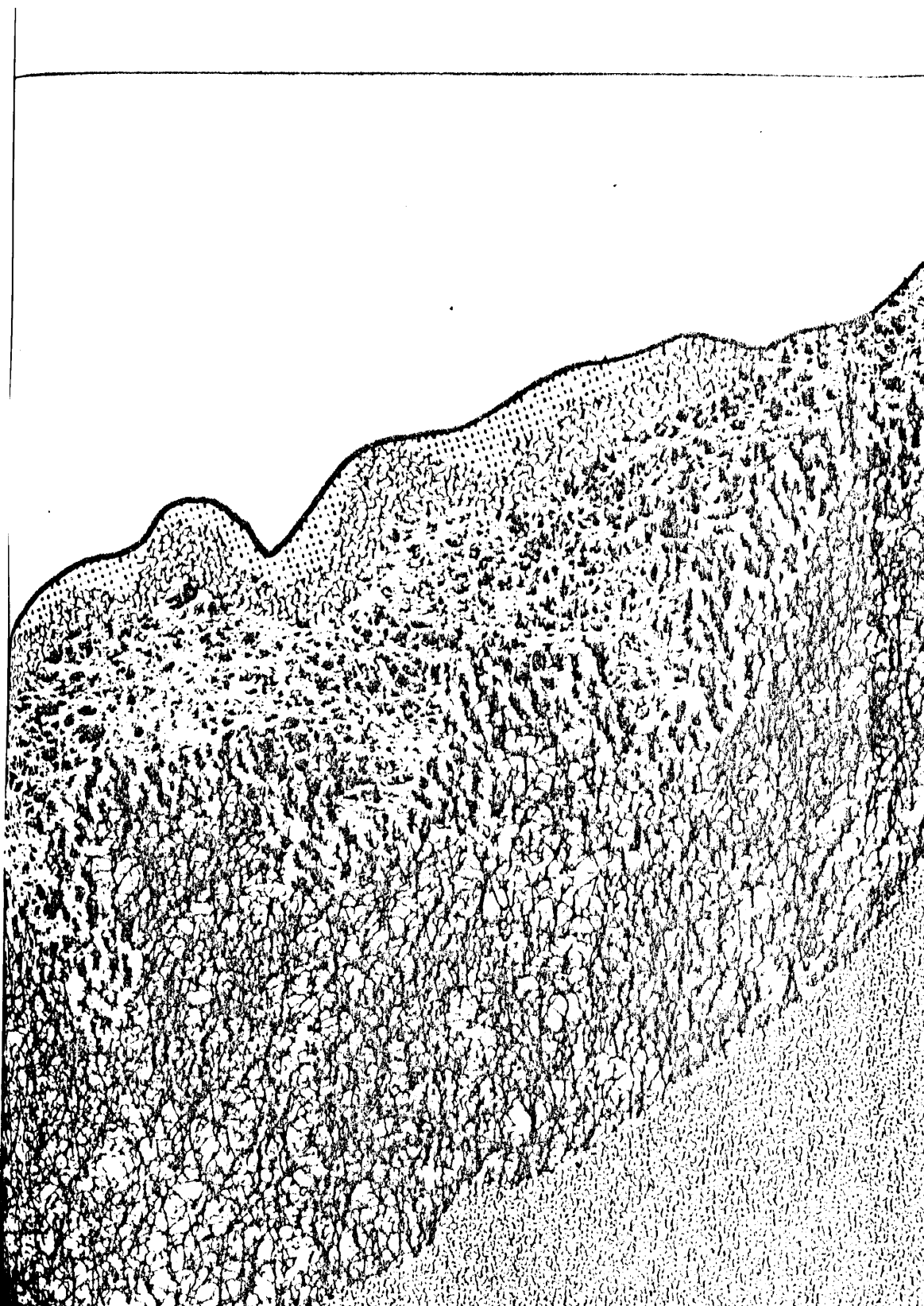
217







218



8.2



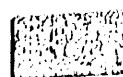
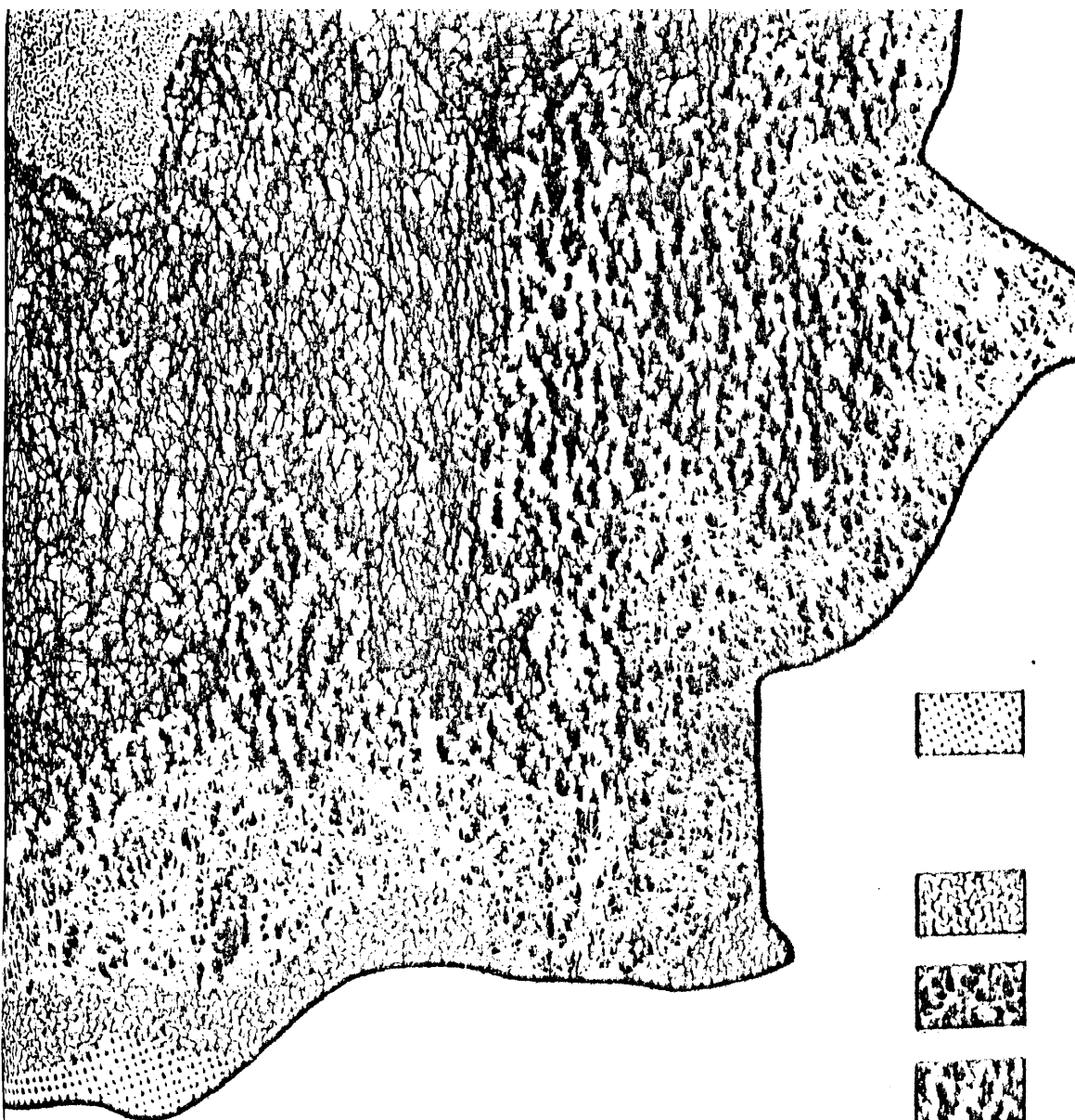
219





220

VEGETACION POTENCIAL





VEGETACION POTENCIAL




MINUARTIO - FESTUCION INDIGESTAE



JUNIPERETO - SAROTHAMNETUM

Sub-as Typicum



Sub-as Pinetosum, var. Typica



Sub-as Pinetosum, var. Genista florida



QUERCION PYRENAICA

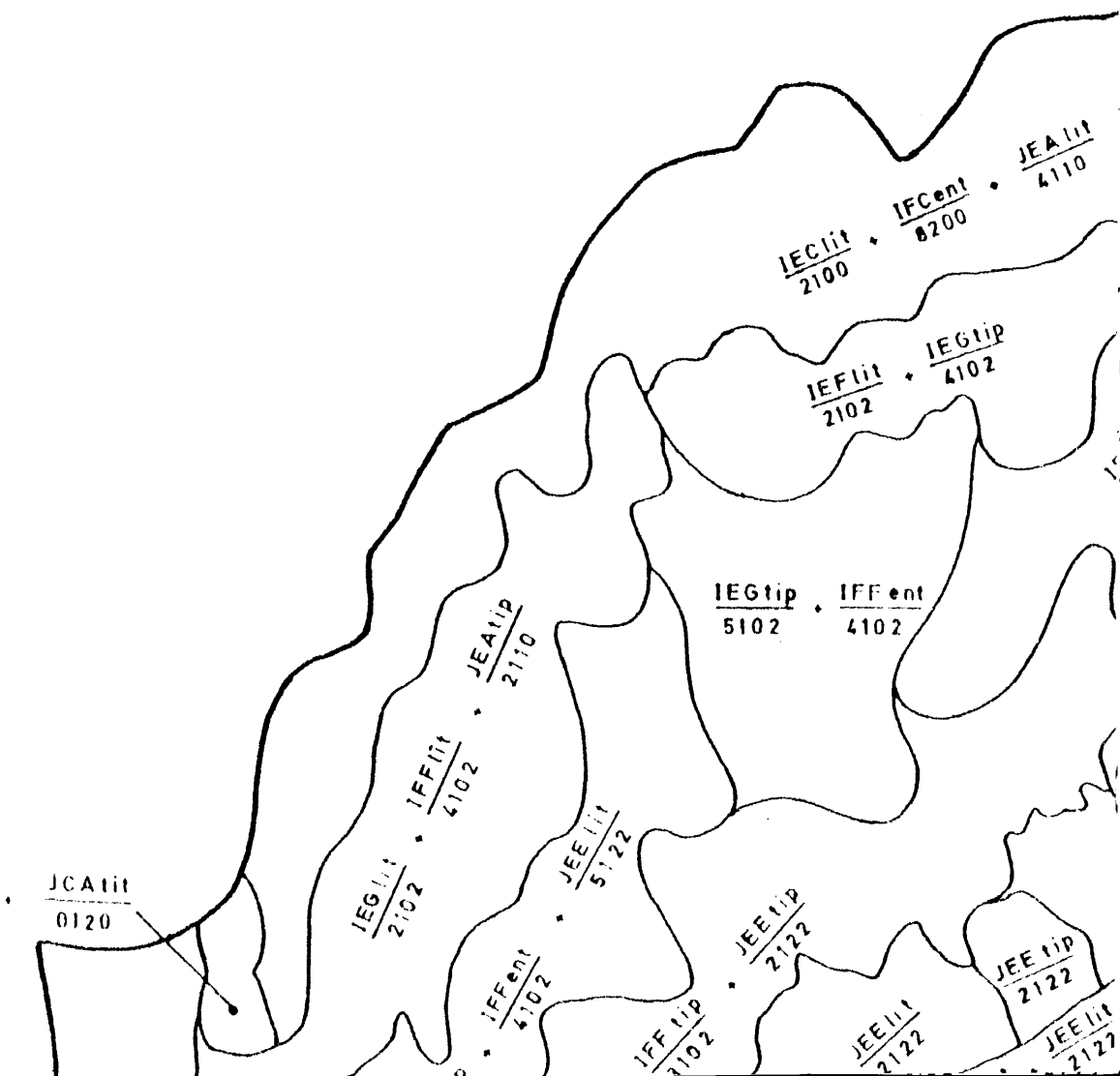


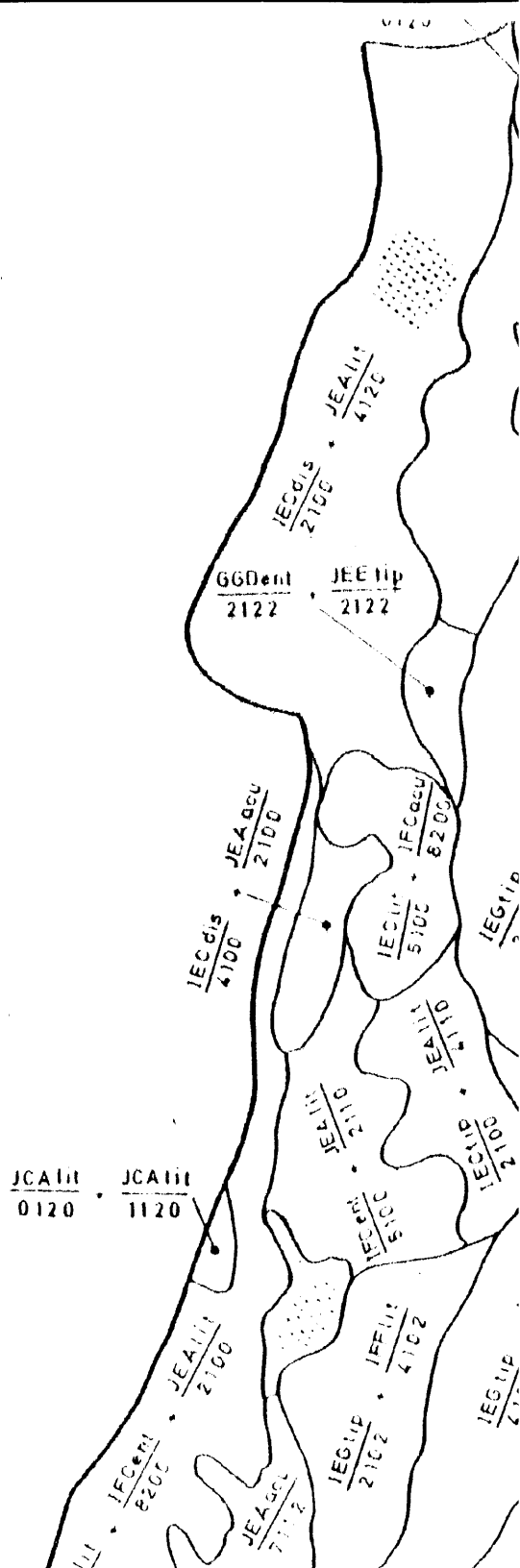
QUERCION ILICIS - ROTUNDIFOLIA

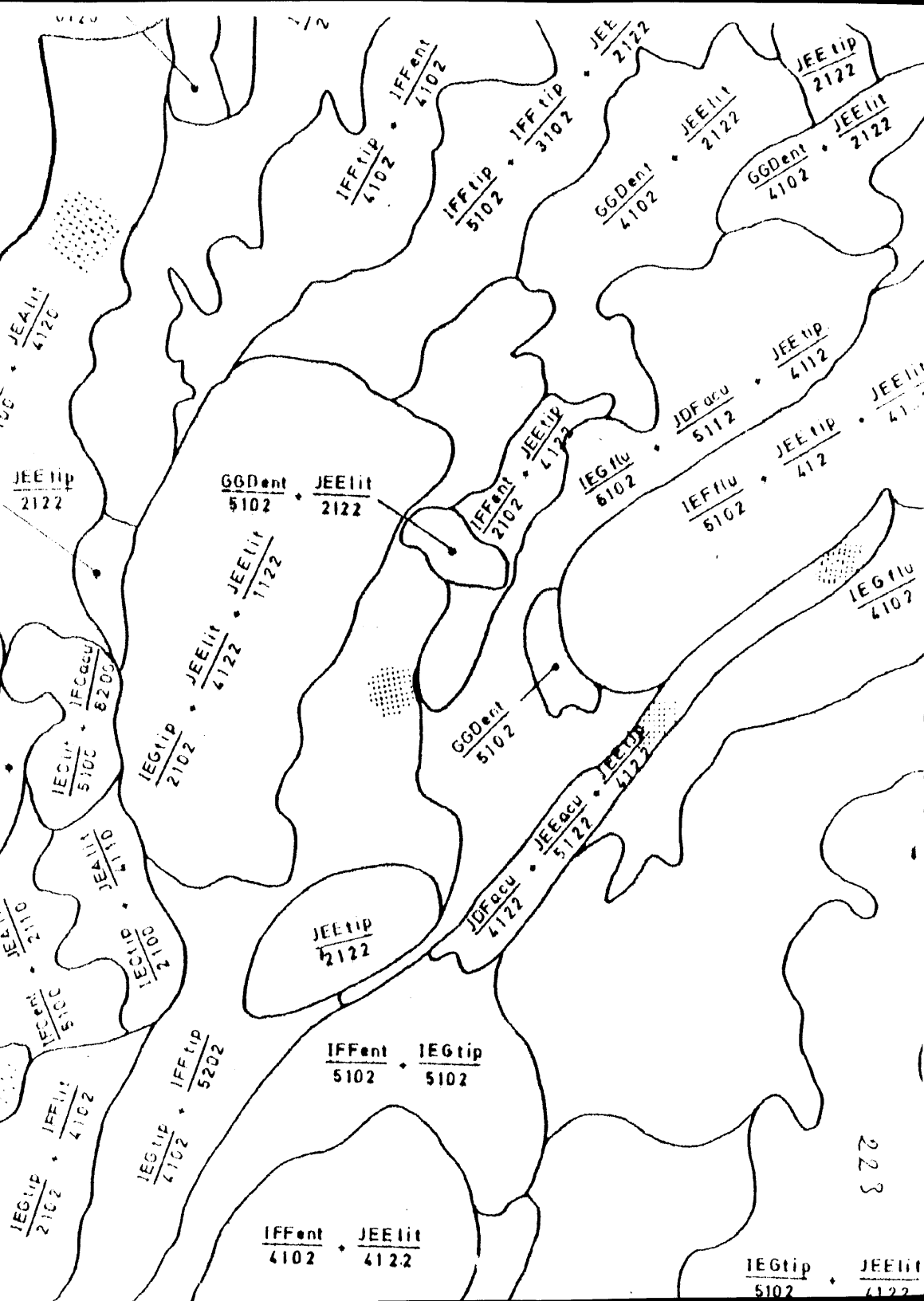
REGID
4110

JCAIIT
0120

222







$$\frac{JCAIII}{0120} \cdot \frac{JCAIII}{1120}$$
$$\frac{1EC111}{4100} + \frac{1ECent}{8200} + \frac{1EA111}{2100}$$

JECCIS
2100

2102
IEG:LF

10/10/10

11

$\frac{JEATIP}{C} \cdot \frac{212C}{212C}$

1891

JE4110

$$\frac{JFC_{int}}{4100} + \frac{JFA_{int}}{2110}$$

IECIP
2160

$$\frac{1600}{2100} \cdot \frac{1000}{0120}$$

LECTH • JCA III
2100 0120



$\frac{IEC_{lit}}{2100} + \frac{IFC_{ent}}{8200} + \frac{JEA_{lit}}{4110}$

$\frac{IEF_{lit}}{2102} + \frac{IEG_{tip}}{4102}$

$\frac{IEG_{tip}}{4102} + \frac{IFF_{ent}}{5102} + \frac{JEE_{lit}}{2122}$

$\frac{IEF_{lit}}{4102} + \frac{IFF_{ent}}{2102} + \frac{JEE_{tip}}{5102}$

$\frac{IEG_{tip}}{5102} + \frac{IFF_{ent}}{4102}$

$\frac{IEG_{tip}}{4102} + \frac{IFF_{tip}}{4102} + \frac{JEE_{lit}}{4127}$

$\frac{IEF_{ent}}{5102} + \frac{JEE_{tip}}{4102}$

$\frac{JEE_{lit}}{5122}$

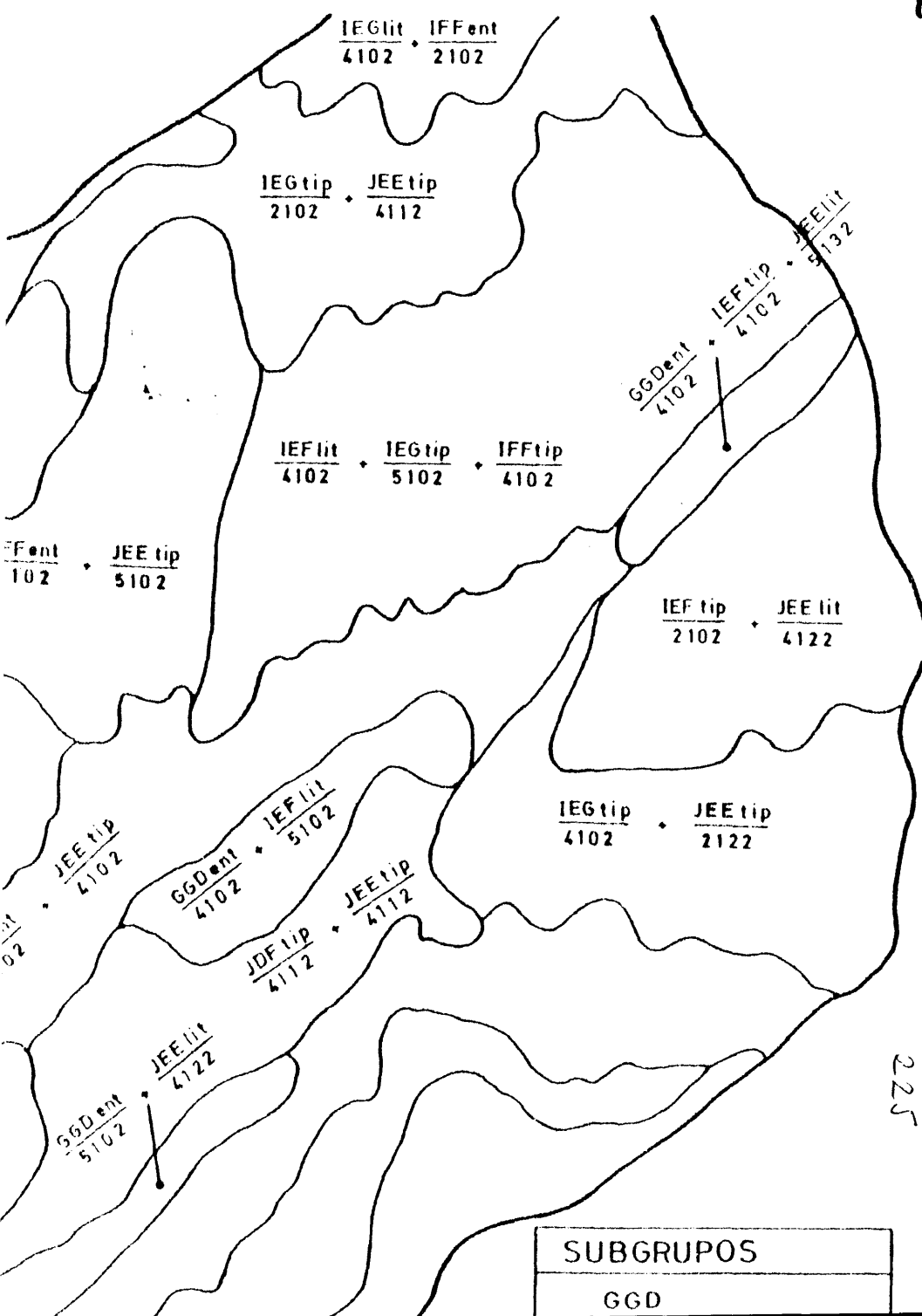
$\frac{JEE_{tip}}{2122}$

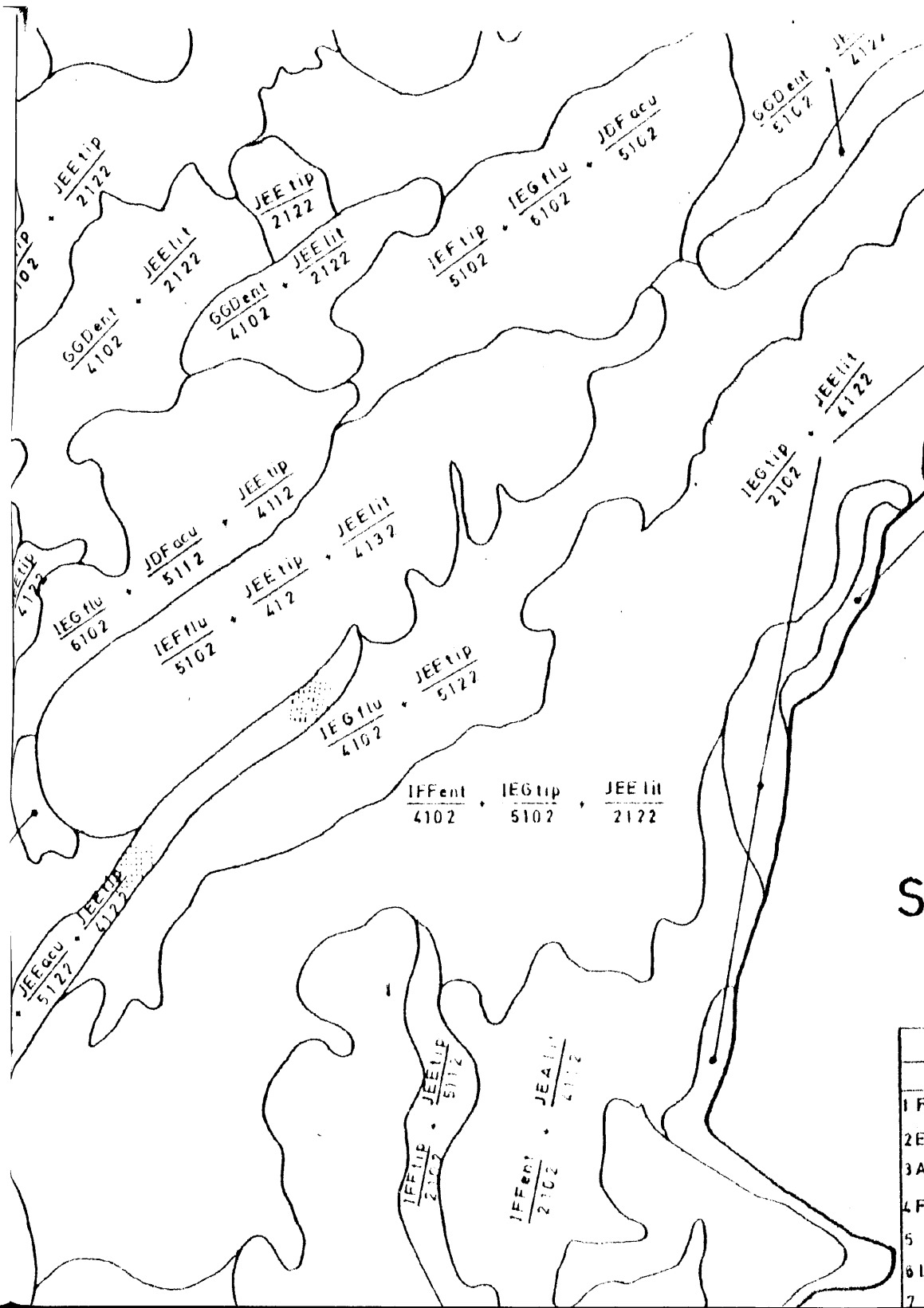
$\frac{JEE_{tip}}{2122}$

$\frac{JEE_{lit}}{2122}$

$\frac{IEF_{tip}}{5102} + \frac{IEG_{tip}}{6102} + \frac{JDF_{ocu}}{5102}$

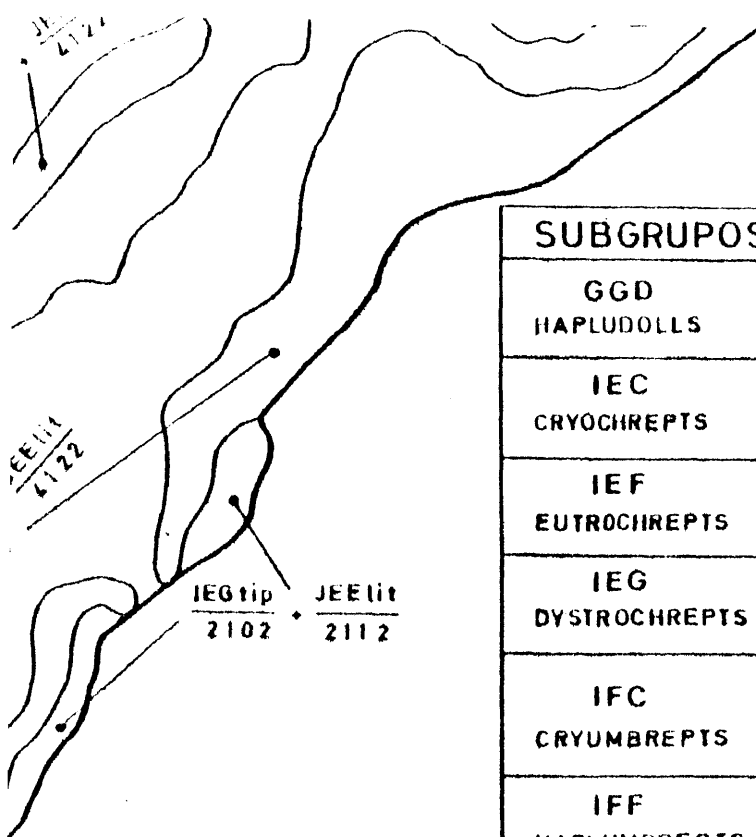
$\frac{JEE_{tip}}{5102}$





S

1F
2E
3A
4F
5
6L
7

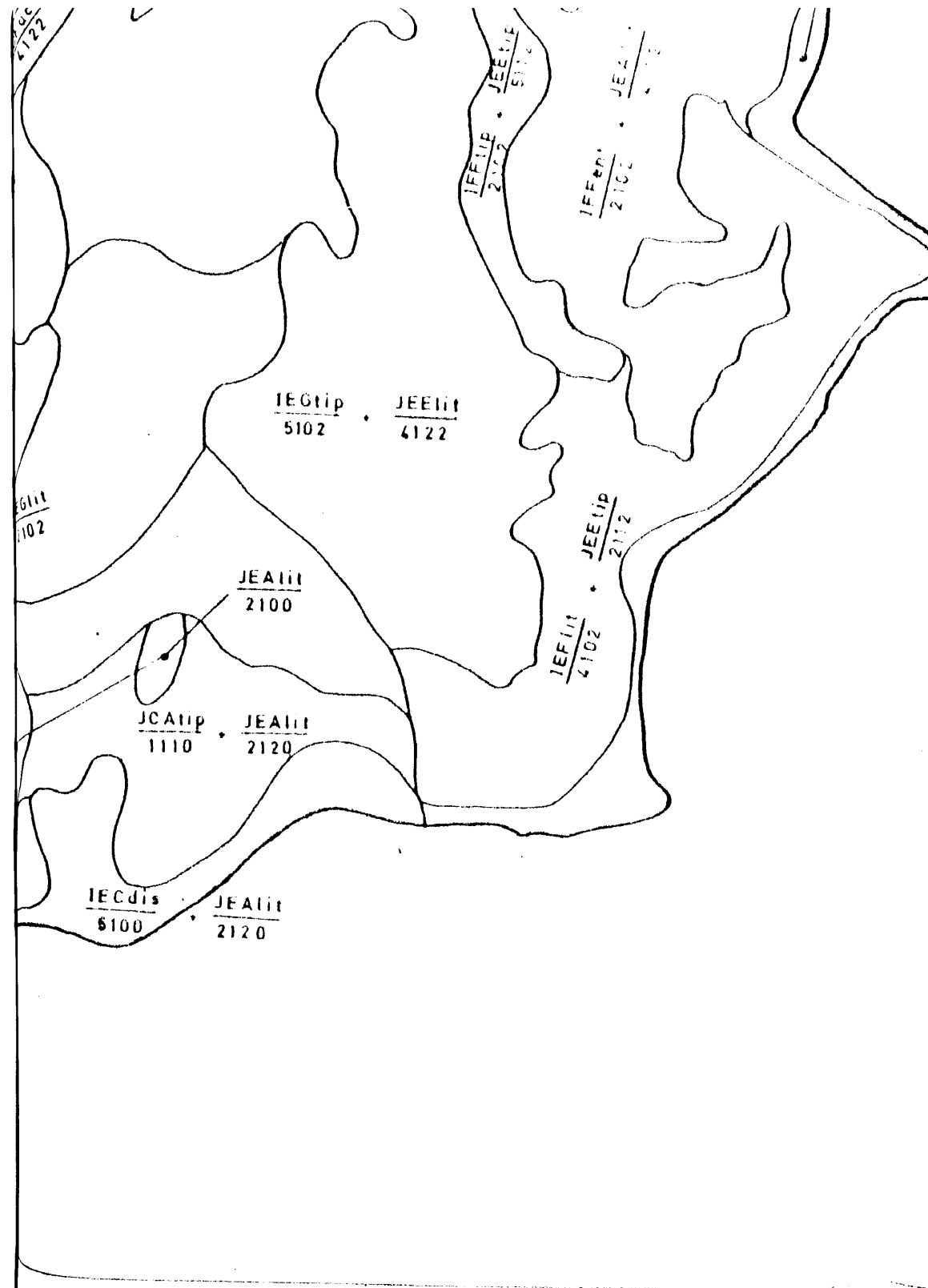




SUELOS

SUBGRUPOS		
GGD	HAPLUDOLLS	ánticos
IEC	CRYOCHREPTS	districos líticos típicos
IEF	EUTROCHREPTS	fluventicos líticos típicos
IEG	DYSTROCHREPTS	fluventicos líticos típicos
IFC	CRYUMBREPTS	áclicos ánticos líticos típicos
IFF	HAPLUMBREPTS	ánticos líticos típicos
JCA	CRYOPSAMMENTS	líticos
JDF	UDIFLUVENTS	áclicos típicos
JEA	CRYORTHENTS	áclicos líticos típicos
JEE	UDORTHENTS	áclicos líticos típicos

226

FAMILIAS			
Granulometría	Mineralogía	Reacción	Temperatura
1 FRAGMENTAL	1 MEZCLADA	1 ACIDA	1 FRIGIDA
2 ESQUELETICA FRANCA	2 SILICICA	2 NO ACIDA	2 MESICA
3 ARENOSA		3 CALIZA	
4 FRANCA GRUESA		0 NO HA LUGAR	
5 " FINA	Ejemplo : <u>JE A acu</u> 2100		
6 LIMOSA GRUESA			
7 " FINA			

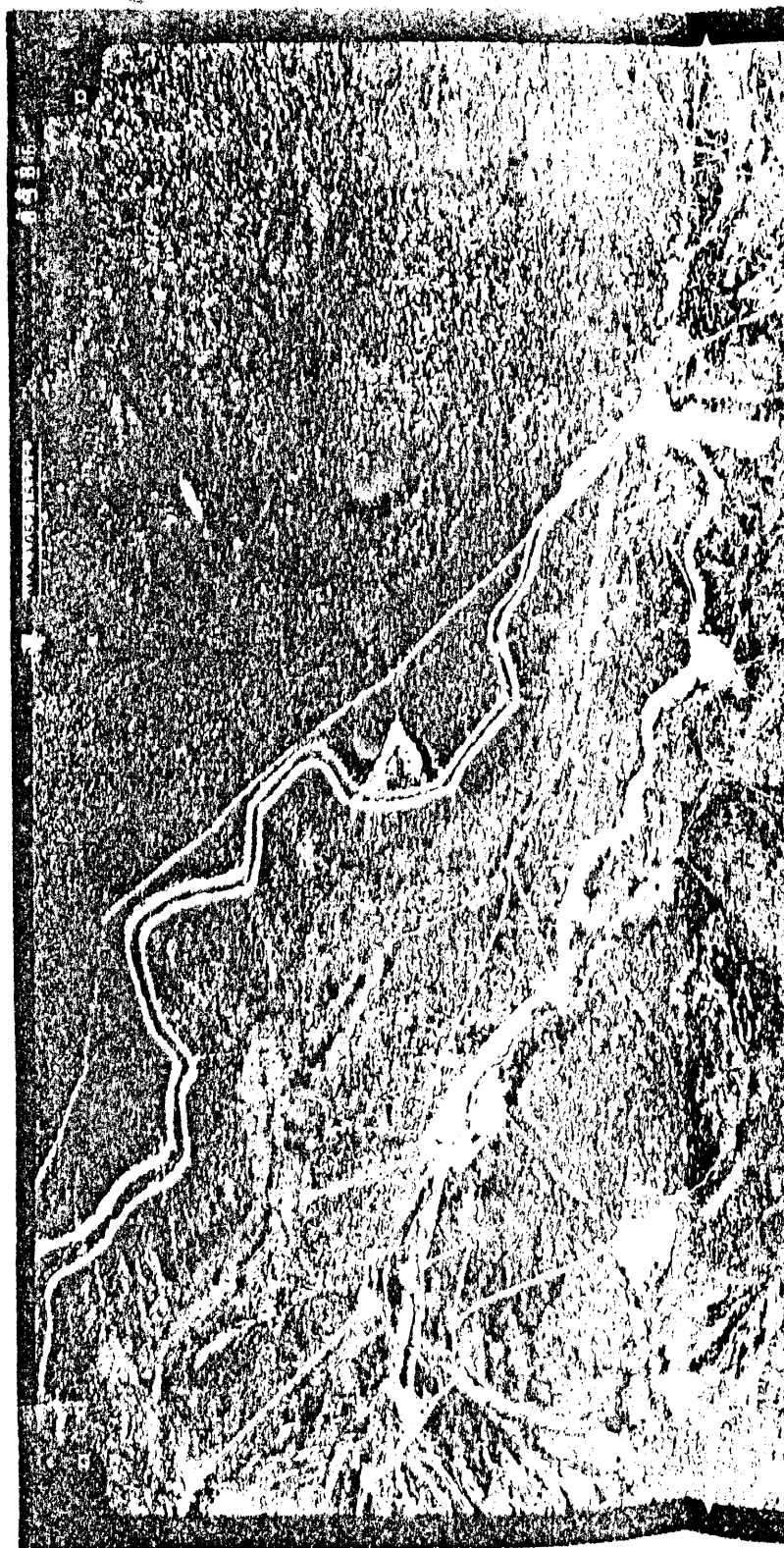


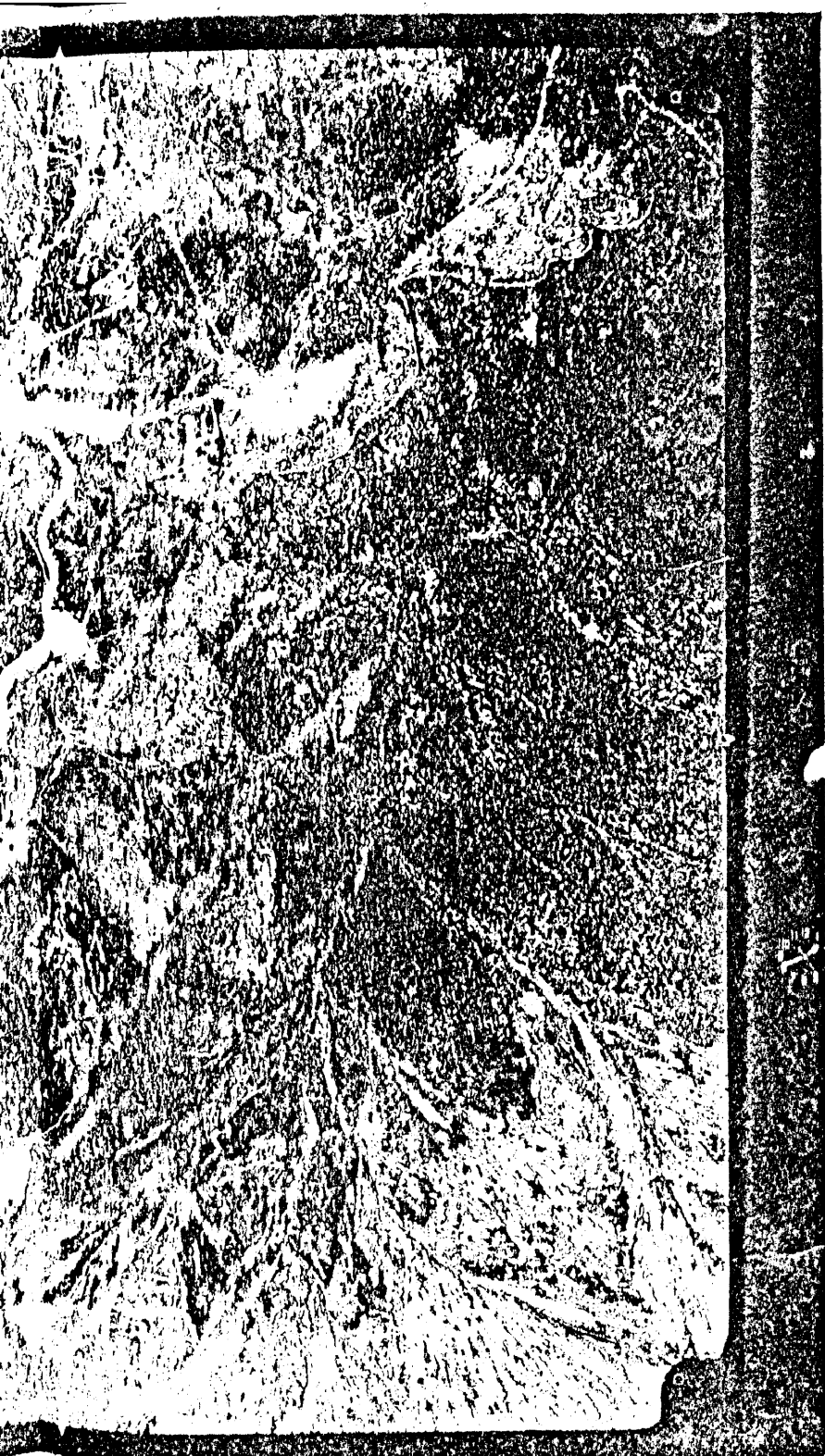
FAMILIAS			
Granulometría	Mineralogía	Reacción	Temperatura
1 FRAGMENTAL	1 MEZCLADA	1 ACIDA	1 FRIGIDA
2 ESQUELETICA FRANCA	2 SILICICA	2 NO ACIDA	2 MESICA
3 ARENOSA		3 CALIZA	
4 FRANCA GRUESA		0 NO HA LUGAR	
5 " FINA	Ejemplo: <u>JE A acu</u> 2100 CRIORTHENTS ACUICOS familia esquelética franca mezclada		
6 LIMOSA GRUESA			
7 " FINA			
8 ARCILLOSA FINA			
	Areas con suelos poligonales		
	Areas con suelos relictos		

Mo. C. 105

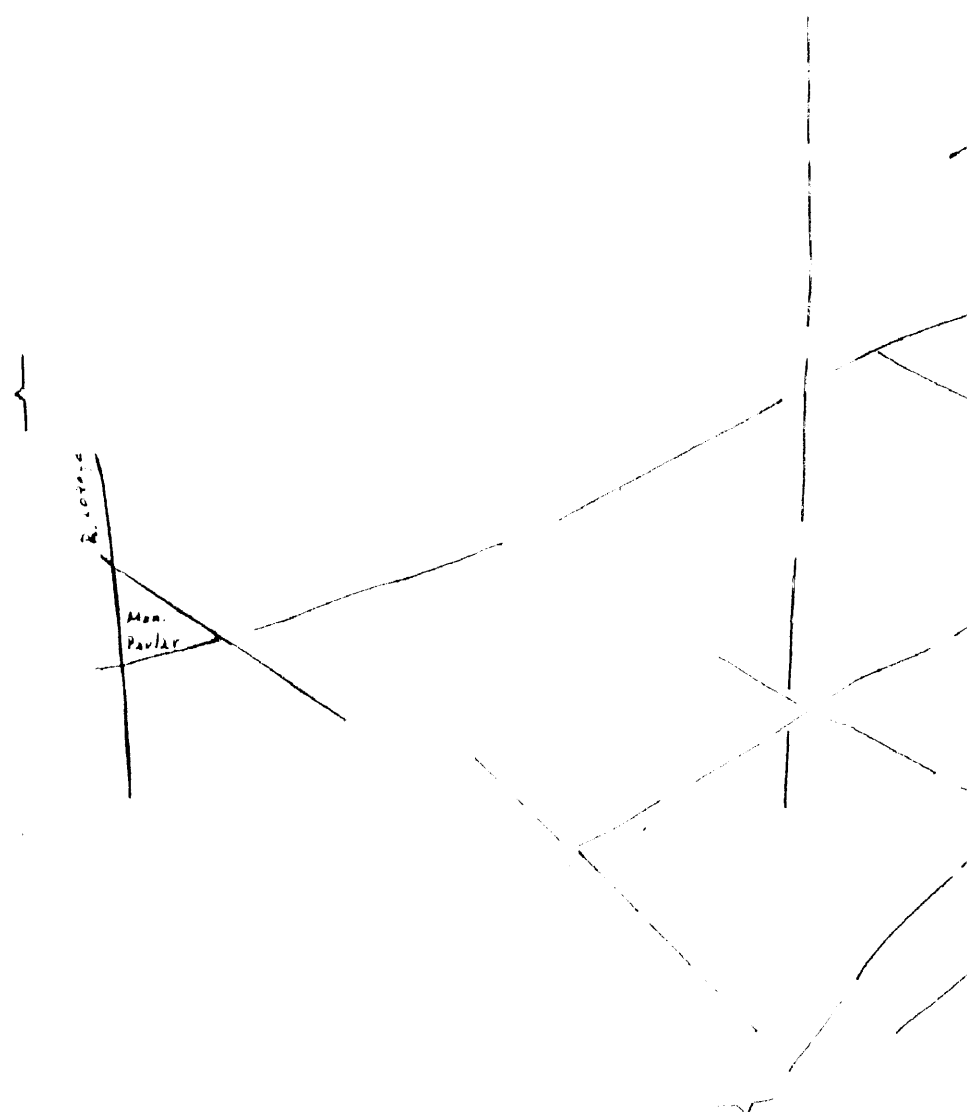




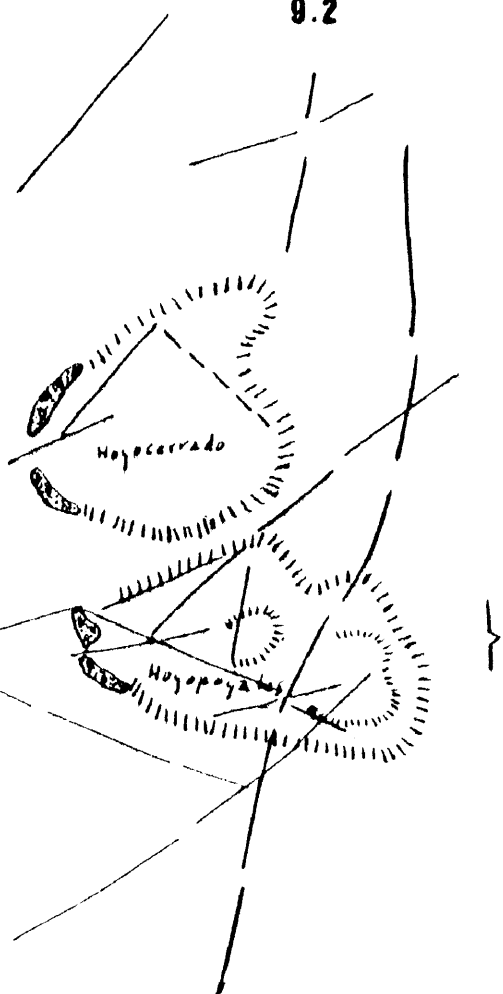




229



9.2

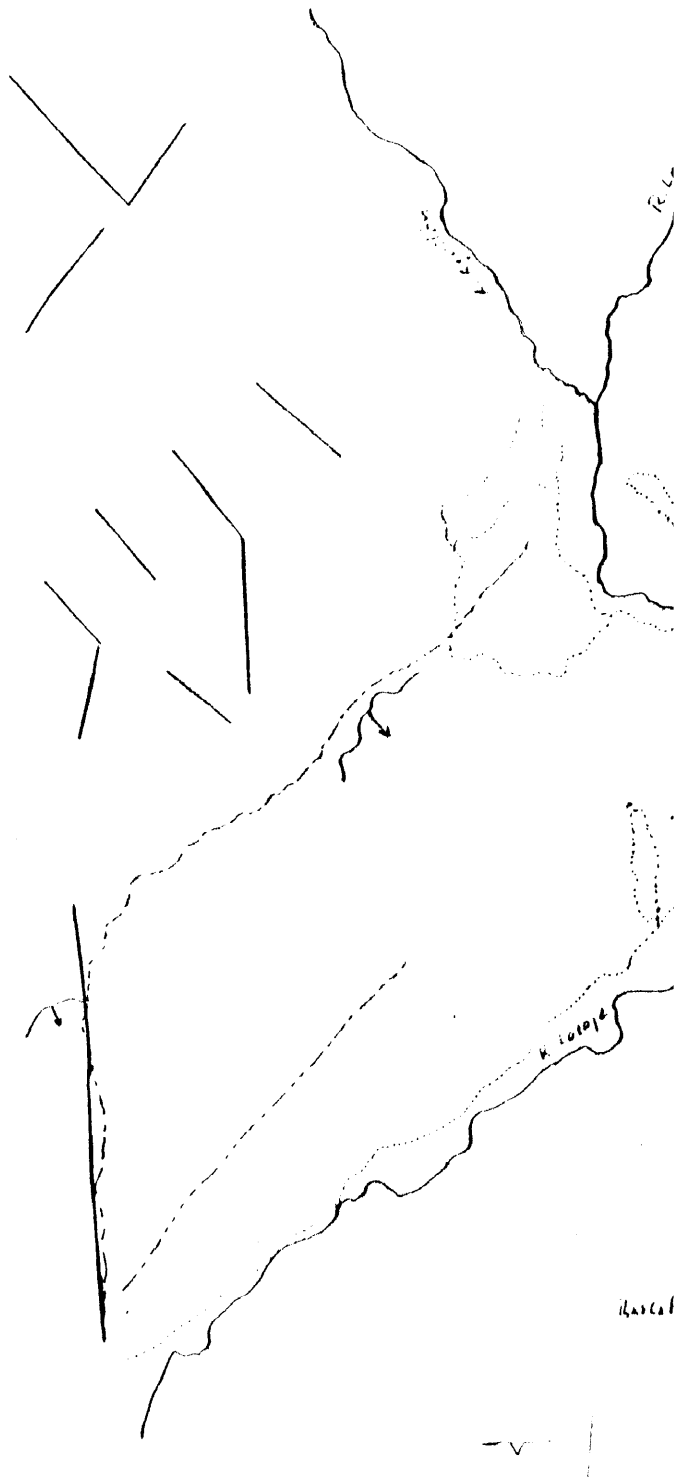






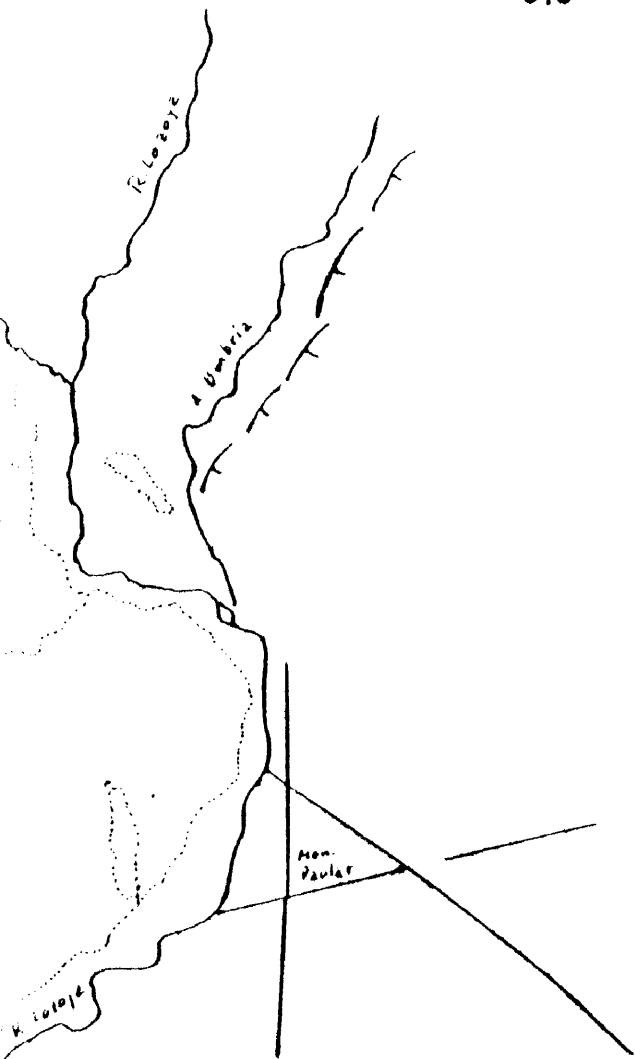
231

}



K. 1010/d

9.3



}

252

ibacabria







1015

UAG 1052 153.26



233





284



